

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНА: НОВЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.В. Деев^{1,2,✉}, А.А. Дучков^{1,2}, Л.Ю. Епонешникова¹, П.А. Дергач^{1,2}, А.А. Заплавнова¹,
В.В. Потапов^{1,2}, О.В. Сафронов^{1,2}, С.Н. Понасенко¹, Р.М. Туктаров^{1,3}, С.В. Шibaев³

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³ЯФ ФИЦ ЕГС РАН, 677007, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

Поступила в редакцию: 24.06.2025

Принята в печать: 18.07.2025

Опубликована онлайн: 25.07.2025

DOI: [10.15372/GiG2025154](https://doi.org/10.15372/GiG2025154)

EDN: [SEOBRJ](https://www.edn.ru/SEOBRJ)

Ссылка для цитирования:

Деев Е.В., Дучков А.А.,
Епонешникова Л.Ю., Дергач П.А.,
Заплавнова А.А., Потапов В.В.,
Сафронов О.В., Понасенко С.Н.,
Туктаров Р.М., Шibaев С.В. (2025).
Структура земной коры в районе
дельты реки Лена: новые комплексные
результаты геолого-геофизических
исследований // Геология и геофизика,
DOI: [10.15372/GiG2025154](https://doi.org/10.15372/GiG2025154),
EDN: [SEOBRJ](https://www.edn.ru/SEOBRJ).

© Е.В. Деев, А.А. Дучков,
Л.Ю. Епонешникова, П.А. Дергач,
А.А. Заплавнова, В.В. Потапов,
О.В. Сафронов, С.Н. Понасенко,
Р.М. Туктаров, С.В. Шibaев, 2025

✉E-mail: deev1@yandex.ru

Проведен комплексный анализ новых геолого-геофизических данных, полученных для района дельты р. Лена, с целью выявления структурных взаимоотношений между Сибирским кратоном, Верхоянским складчато-надвиговым поясом и Лаптевоморской рифтовой системой. Основные новые геофизические данные включают результаты магнитотеллурического зондирования (МТЗ) (21 пункт зондирования) и локального сейсмического мониторинга (613 землетрясений в период 2018–2024 гг.). Совместная интерпретация результатов морфоструктурных исследований, данных сейсмической томографии, МТЗ и гравитационных аномалий позволяет сделать следующие выводы. Сейсмическая активность носит мигрирующий характер и приурочена к коровым структурам Верхоянского складчато-надвигового пояса и Южно-Лаптевского рифта. По данным сейсмической томографии, с юго-западной стороны прослеживается наличие двух слоев земной коры. Верхний слой (повышенное отношение v_p/v_s) соответствует структурам Верхоянского складчато-надвигового пояса, надвинутым на край Сибирского кратона, на которые наложены структуры Южно-Лаптевского рифта. Кровля нижнего слоя (пониженное v_p/v_s) погружается с юго-запада на северо-восток до глубин 15–20 км. Он соответствует докембрийскому кристаллическому фундаменту Сибирского кратона. Такая двухслойная модель коры прослеживается под дельтовыми осадками р. Лена на северо-восток примерно на 30 км, после чего меняется на однослойную с повышенными значениями v_p/v_s . Данные МТЗ позволяют детализировать структуру верхней части коры и согласуются с наличием Южно-Лаптевского рифта между Булкурским и Быковским разломам, а также с наличием Туматского горста на северо-востоке от Быковского разлома. Современная активность разломов фиксируется субвертикальными низкоомными аномалиями удельных электрических сопротивлений по данным МТЗ (флюидонасыщенные зоны) и зонами концентрации очагов землетрясений по сейсмологическим данным, что наблюдается для Булкурского, Нижнеленского, Быковского и Сардахского разломов.

Землетрясения, активный разлом, локальная сейсмология, сейсмическая томография, магнитотеллурические зондирования, земная кора, Сибирский кратон, Южно-Лаптевский рифт, Верхоянский складчато-надвиговый пояс, дельта р. Лена

ВВЕДЕНИЕ

Зона перехода от Евразийского континента к шельфу моря Лаптевых представляет собой сложный комплекс тектонических структур (рис. 1). Здесь сочленяются позднеюрско-раннемеловые Лено-Анабарский и Приверхоанский форландовые прогибы, наложенные на окраину Сибирского кратона, и Верхоянский складчато-надвиговый пояс. Более того, это один из немногих районов на Земле, где срединно-океанический спрединговый центр (хр. Гаккеля) переходит в зону континентального рифтогенеза [Верниковский и др., 2013; Drachev, 2016; Petrov et al., 2016; Khudoley et al., 2025]. Граница между хр. Гаккеля и рифтовой системой моря Лаптевых соответст-

вует Хатангско-Ломоносовской зоне разломов, природа возникновения которой и масштабы остаются дискуссионными [Drachev, 2000; Драчев, 2002; Лавров и др., 2013]. Полосовые магнитные аномалии заканчиваются у подножия континентального склона, указывая на то, что типичный океанический рифтогенез не распространялся на шельф моря Лаптевых [Franke et al., 2001].

Основную часть шельфа моря Лаптевых занимают простирающиеся с юго-востока на северо-запад структуры позднемел-кайнозойской рифтовой системы, которая достигает в ширину 500 и в длину 700 км (рис. 1, 2). Система рифтов изначально была выделена на основе анализа данных батиметрии, рас-

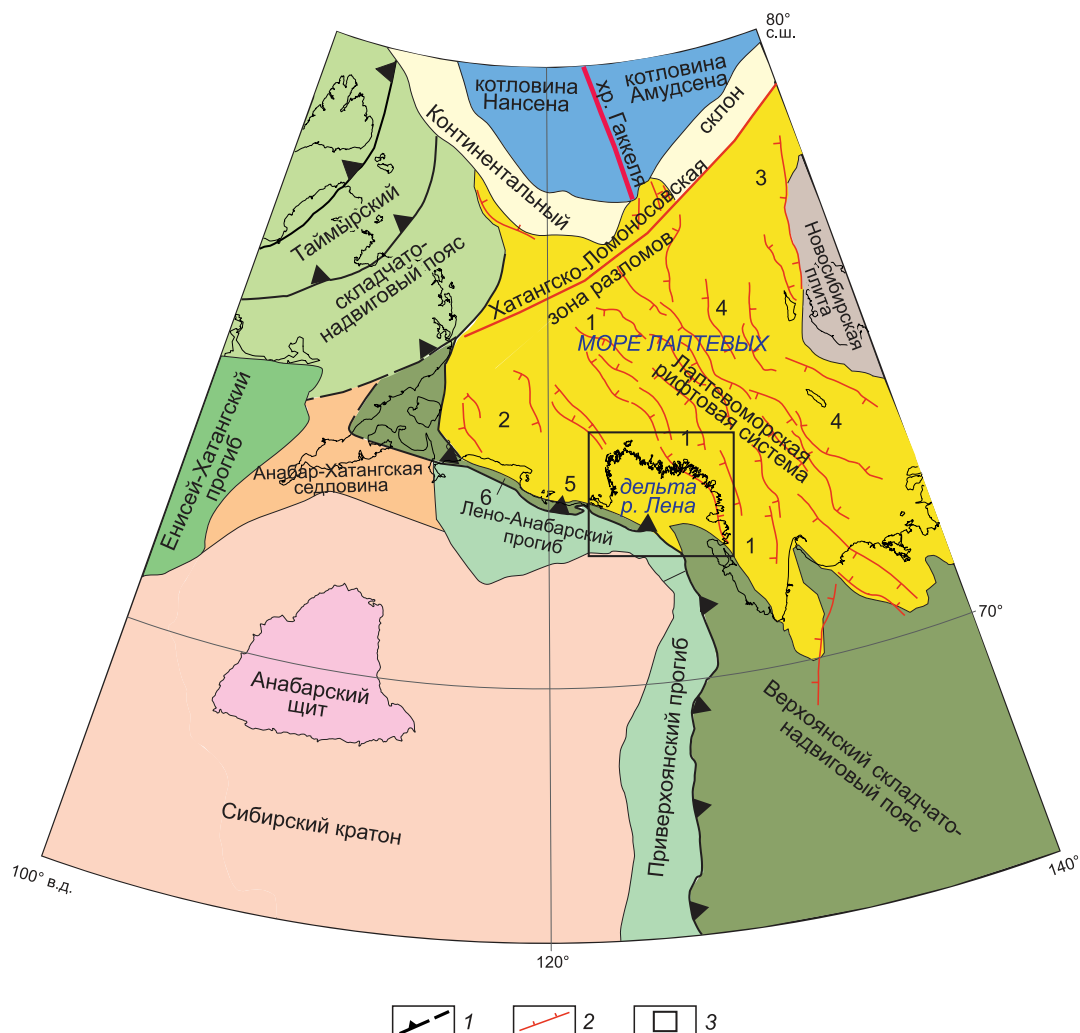


Рис. 1. Основные тектонические структуры района моря Лаптевых и прилегающих территорий (с использованием данных из [Drachev et al., 2010; Верниковский и др., 2013; Drachev, 2016; Проскурнин и др., 2021; Deev et al., 2025]). 1 – основные фронтальные надвиги, 2 – основные сбросы, 3 – положение области рис. 3 (здесь и на рис. 2). Цифрами обозначены: 1 – Усть-Ленский рифт, 2 – Южно-Лаптевский рифт, 3 – Анисинский рифт, 4 – Восточно-Лаптево-морская провинция горстов и грабенов, 5 – Лено-Таймырская зона пограничных поднятий, 6 – Прончищевско-Оленёкская пологоскладчатая зона.

пределения сейсмичности, гравитационных и магнитных аномалий, ограниченного объема сейсмических профилей, полученных методом преломленных волн [Грачев и др., 1970; Savostin, Karasik, 1981; Grachev, 1983; Имаев, Козмин, 1989; Fujita et al., 1990]. В настоящее время структура рифтовой системы, сейсмостратиграфия ее осадочного выполнения, а также перекрывающих осадков охарактеризованы по данным морских сейсморазведочных работ. Установлено, что основу системы составляют крупные рифты и разделяющие их подводные поднятия. Наиболее крупным является Усть-Ленский рифт, который протягивается на север от залива Буор-Хая на 400–420 км при ширине от 30 до 170 км. Рифтовые впадины выполнены верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями переменной мощности – от 1–2 до 13–14 км [Иванова и др., 1989; Drachev et al., 1998, 2024;

Franke et al., 2001; Драчев, 2002; Артющков и др., 2020].

В районе моря Лаптевых расположен северо-западный фланг протяженной зоны сейсмичности, которая маркирует границу между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами [Fujita et al., 2009; Имаева et al., 2019]. Анализ сейсмичности региона базируется преимущественно на данных далеких станций. С середины 1980-х годов в районе пос. Тикси работает нескольких стационарных сейсмостанций Якутского филиала Единой геофизической службы РАН. Значительное количество сейсмических событий с магнитудами менее 4 зарегистрировано в результате локальных инструментальных сейсмологических исследований в районах Новосибирских островов, дельты р. Лена, побережья губы Буор-Хая [Аветисов, 1982, 1991; Гайсслер и др., 2018; Geissler et

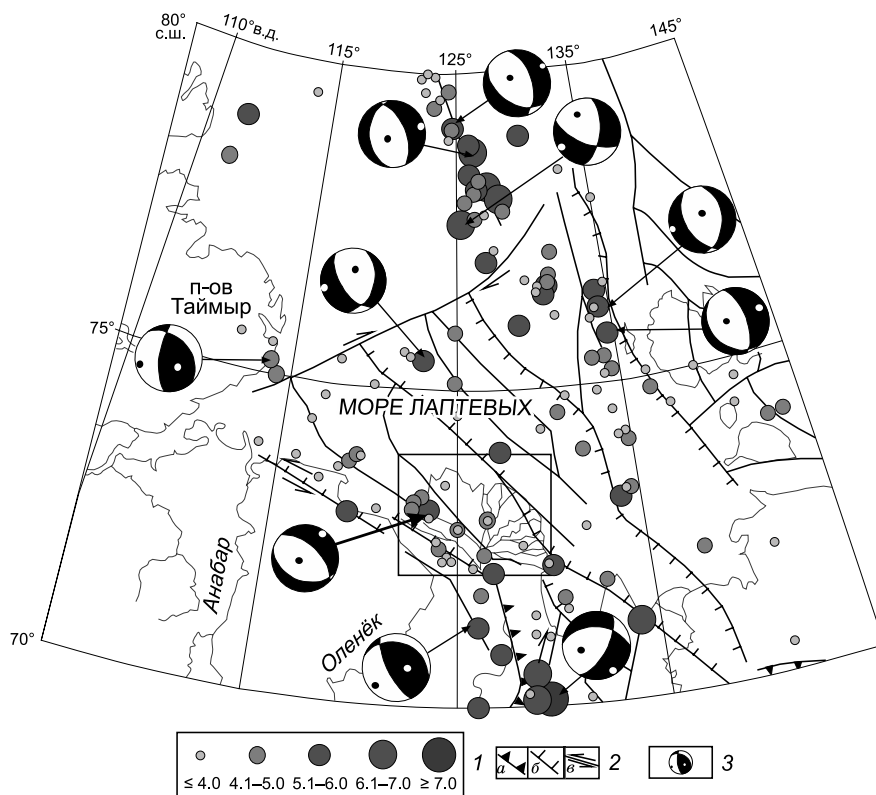


Рис. 2. Основные активные разломы и сейсмичность района моря Лаптевых и прилегающих территорий, по [Imaeva et al., 2019] с изменениями. 1 – эпицентры землетрясений с магнитудами, соответствующими размеру круга; 2 – активные разломы: а – надвиги, б – сбросы; в – сдвиги; 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений.

al., 2021a, 2021b; Дергач и др., 2022]. Проведен ряд экспериментов с донными сейсмографами [Ковачев и др., 1994; Overduin et al., 2015; Крылов и др., 2020].

Результаты анализа механизмов очагов и общего распределения эпицентров землетрясений показали, что в пределах Лаптевоморского шельфа наблюдаются две зоны концентрации эпицентров землетрясений [Avetisov, 1999]. Восточная зона (см. рис. 1, 2), для которой характерны преимущественно сбросовые механизмы очагов землетрясений, связана со структурами Восточно-Лаптевоморской провинции горстов и грабенов [Drachev et al., 1998; Franke et al., 2000; Крылов и др., 2023]. Западная зона совпадает со структурами северо-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса, Лено-Таймырской зоны пограничных поднятий и Южно-Лаптевского рифта, юго-восточного окончания Таймырского складчато-надвигового пояса. Она протягивается на 700 км от залива Буор-Хая через крупнейшую российскую арктическую дельту р. Лена, Оленёкский и Анабарский заливы к п-ову Таймыр. В пределах сейсмоактивной зоны зарегистрировано около 400 землетрясений с магнитудами до 6.0 и гипоцентрами на глубинах от 1 до 20 км. Фокальные механизмы большинства наиболее сильных землетрясений характеризуются сбросовыми смещениями с небольшой компонентой левого сдвига [Козьмин и др.,

2014]. В пределах крупного Усть-Ленского рифта фиксируется область низкомagnitudeной рассеянной сейсмичности [Fujita et al., 2009; Imaeva et al., 2019; Крылов и др., 2023].

Одним из наименее изученных районов при переходе от суши Евразийского континента к шельфу моря Лаптевых является дельта р. Лена. Современные представления о глубинном строении земной коры этого района основываются в основном на информации, полученной в рамках экспедиций ПМГРЭ ПГО «Севморгеология» 1964–1988 гг. Они включают карты гравитационного и магнитного полей, ряд сейсмических профилей, выполненных корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) [Аветисов, Гусева, 1991; Аветисов и др., 1994; Государственная..., 2001; Большианов и др., 2014; Артюшков и др., 2020]. Недавно были выполнены тестовые сейсмотомографические построения по данным локального сейсмологического мониторинга [Дергач и др., 2022] и магнитотеллурические зондирования (МТЗ) [Заплавнова и др., 2024]. Осложняющим фактором изучения структуры верхней части земной коры в районе дельты р. Лена является наличие толщи многолетнемерзлых пород (ММП), мощность которой может варьировать от 400 до 1000 м [Григорьев, 1993; Заплавнова и др., 2024].

Основная цель представленной работы – проанализировать в районе дельты р. Лена структурные взаимоотношения между Сибирским кратоном, Верхоянским складчато-надвиговым поясом и Лаптевоморской рифтовой системой, а также локальную сейсмичность района. В качестве основных геофизических методов мы выбрали МТЗ и сейсмическую томографию, которые хорошо зарекомендовали себя при изучении коровых и литосферных структур, в том числе в полярных регионах [Верниковский и др., 2013; Beka et al., 2015; Lebedev et al., 2017; Яковлев и др., 2018; Середкина, 2019; Hill, 2020; Corseri et al., 2021]. Результаты этих методов обсуждаются с привлечением авторских и опубликованных данных о локальной сейсмичности, тектонике и сейсмотектонике района исследований, гравиметрии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Юго-западную часть района исследований занимают структуры Сибирского кратона и наложенного на комплексы его пассивной окраины Лено-Анабар-

ского краевого прогиба. Граница между Северо-Сибирской моноклиной и прогибом протягивается в северо-западном направлении приблизительно вдоль р. Олёнок (см. рис. 1, 3). В пределах Северо-Сибирской моноклины на поверхности обнажаются юрско-нижнемеловые терригенные комплексы, сформированные в шельфовых обстановках пассивной континентальной окраины [Большаинов и др., 2014]. Они подстилаются карбонатными и терригенными эдиакарско-триасовыми комплексами пород, также накопившимися в обстановке пассивной континентальной окраины кратона [Большаинов и др., 2014; Khudoley et al., 2025]. В свою очередь, Лено-Анабарский прогиб, сформированный в фазу верхоянской орогении, выполнен меловыми континентальными терригенно-угленосными толщами мощностью от 100 до 380 м. Снос обломочного материала в прогиб осуществлялся с Верхоянских гор и Сибирского кратона [Большаинов и др., 2014]. Не исключено, что формирование прогиба могло начаться в конце позднеюрской эпохи [Khudoley et al., 2025]. Общая мощность чехольных комплексов кратона, сформированных в различных геодинамических обстановках оценивается в 4–5 км [Шкарубо, Проскурнин, 2014].

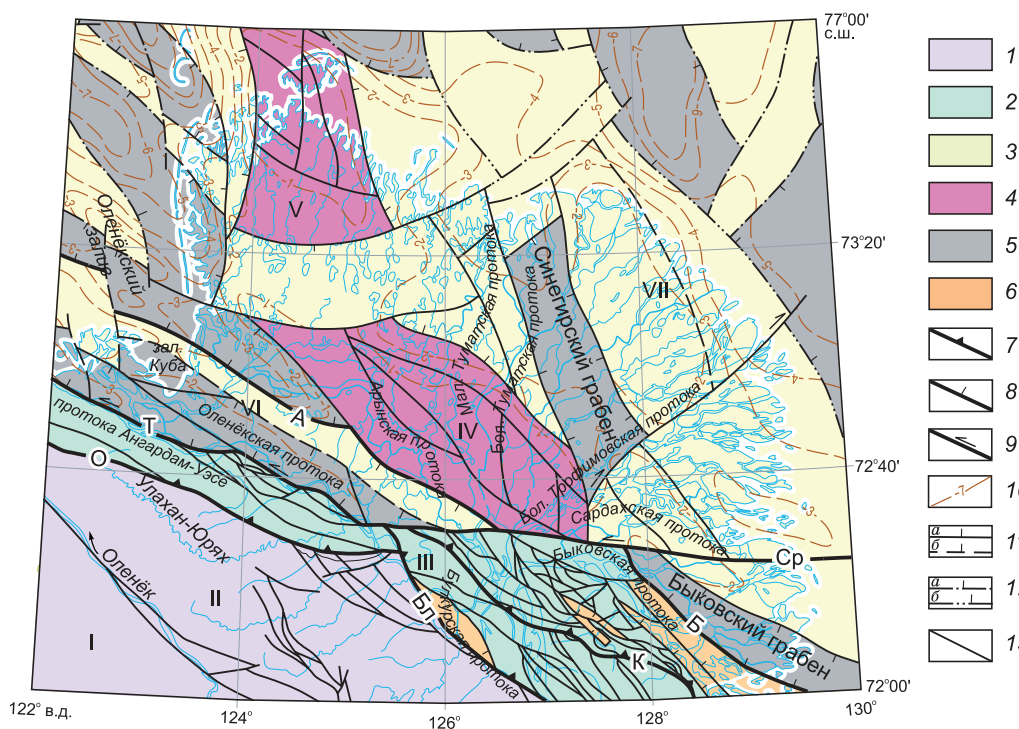


Рис. 3. Тектоническая схема района дельты р. Лена, по [Шкарубо, Проскурнин, 2014; Артюшков и др., 2020] с изменениями и упрощениями. 1 – Северо-Сибирская моноклинал Сибирского кратона (I) и Лено-Анабарский краевой прогиб (II); 2 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс (III); 3–6 – структуры Лаптевоморской рифтовой системы (3 – структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса, перекрытые кайнозойскими шельфовыми отложениями, 4 – Туматский (IV) и Муоринский (V) горсты, 5 – грабены позднемел-кайнозойской Лаптевоморской рифтовой системы, 6 – палеогеновые грабены); 7–9 – основные разломы (7 – взбросы, 8 – сбросы, 9 – сдвиги); 10 – предполагаемые изогипсы залегания складчатого фундамента (км); 11–13 – второстепенные разломы (11 – сбросы: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – сбросы, перекрытые вышележащими отложениями; 13 – разломы неизвестной кинематики). Ветви Лаптевоморской рифтовой системы: Южно-Лаптевская рифтовая зона (VI), Усть-Ленская рифтовая зона (VII). Разломы: О – Оленёкский, Бл – Булкурский, Т – Терпейский, А – Арынский, Ср – Сардахский, Б – Быковский, К – Кысамский.

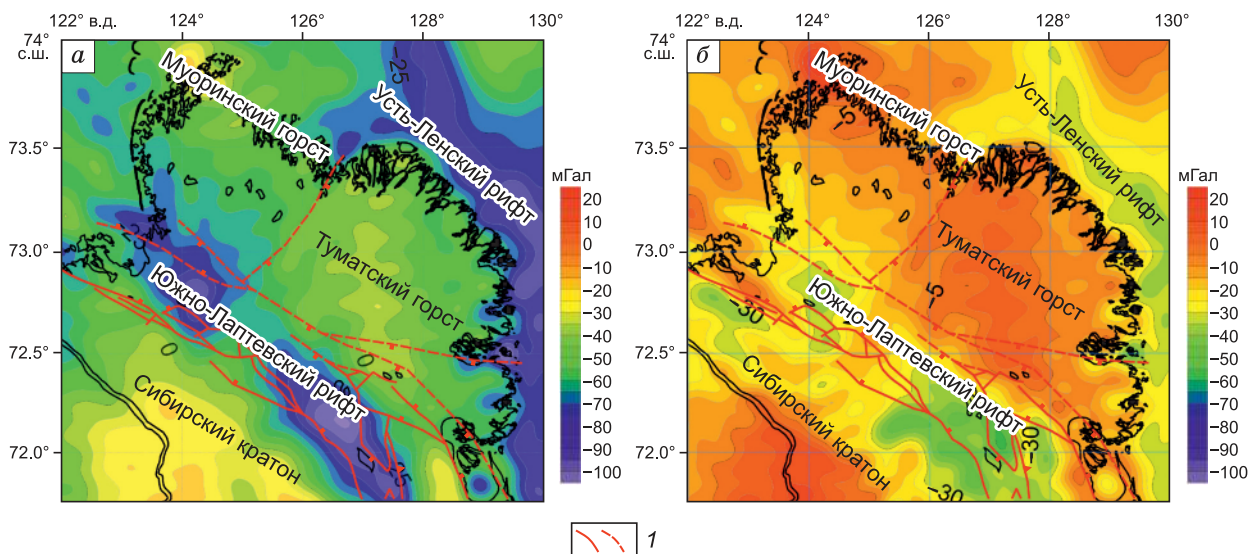


Рис. 4. Карты аномалий гравитационного поля района моря Лаптевых и прилегающих территорий, по [Foerste et al., 2014]. а – в редукции Фая; б – в редукции Буге. 1 – активные разломы.

Структуры Верхоянского пояса отделены от Лено-Анабарского краевого прогиба Оленёкским и Булкурским фронтальными надвигами (см. рис. 3). На северо-западе в строении пояса участвуют среднекаменноугольно-пермские, триасовые и юрские терригенные толщи, накопившиеся на пассивной окраине Сибирского кратона, и меловые терригенно-угленосные формации вовлеченной в деформации части Лено-Анабарского прогиба. Отложения собраны в линейные и брахиформные складки с углами падения крыльев 20–30° субширотного и северо-западного простирания, осложненные продольными взбросами и субширотными левосторонними сдвигами [Большаинов и др., 2014].

Формационную основу пояса на юго-востоке составляют преимущественно девонско-пермские терригенные и карбонатно-терригенные отложения пассивной окраины Сибирского кратона, локально присутствуют карбонатные кембрийские и терригенные триасовые породы [Большаинов и др., 2014; Khudoley et al., 2025]. Наиболее крупной внутренней разломной структурой здесь является Кысамский надвиг северо-западного простирания (см. рис. 3). Он выражен серией надвиговых пластин с амплитудой горизонтальных смещений от первых сотен метров до 1.5–2 км. К юго-западу от него расположена серия антиклиналей и синклиналей, осложненных надвигами. По Булкурскому разлому чешуи каменноугольно-пермских пород надвинуты на терригенные меловые отложения Лено-Анабарского прогиба. К северо-востоку от Кысамского надвига расположена серия смещенных с амплитудами в 3–5 км на юго-запад надвиговых пластин, сложенных преимущественно девонско-нижнепермскими терригенными, терриген-

но-карбонатными и карбонатными породами [Большаинов и др., 2014].

Важной структурой в пределах Лаптевоморской рифтовой системы в центральной части дельты р. Лена является Туматский выступ (горст) (см. рис. 3). Предположительно, он представляет собой приподнятый блок кристаллических докембрийских пород, перекрытый маломощным покровом плиоцен-четвертичных отложений дельты р. Лена, поэтому он характеризуется контрастным гравитационным максимумом [Артюшков и др., 2020] (см. рис. 3, 4).

Еще одна положительная гравитационная аномалия находится на самом северо-западе дельты р. Лена (см. рис. 4). Она сопоставляется с Муоринским горстом, ограниченным сбросами и сбросо-сдвигами. Предположительно, под кайнозойскими отложениями, мощность которых увеличивается от первых сотен метров в апикальной части горста до 1.0–1.5 км на его склонах, залегают протерозойские метаморфические комплексы и верхневендско-среднекаменноугольные терригенно-карбонатные и вулканогенные толщи [Артюшков и др., 2020].

Туматский и Муоринский горсты разделяют две области развития структур Лаптевоморской рифтовой системы (см. рис. 3). К юго-востоку от них в район дельты р. Лена распространяются грабены, которые мы объединяем в Южно-Лаптевскую рифтовую зону¹. Они прослеживаются в полосе шириной около 40 км к юго-востоку от Оленёкского залива между Туматским и Муоринским горстами с одной стороны и Туматским и Сардахским разломами с другой. Мощность верхнемел-кайнозойского осадочного вы-

¹ Часть этой зоны иногда рассматривается как «Лено-Таймырская зона пограничных поднятий» (см. рис. 1).

полнения грабенов может достигать 2–3 км, а к северо-западу от Оленёкского залива – 5–7 км. Разделяющие грабены поднятия перекрыты кайнозойскими отложениями и сложены дислоцированными комплексами среднего карбона–перми, триаса и юры. В структуре поля силы тяжести Южно-Лаптевская зона прогибов (см. рис. 4) характеризуется отчетливыми минимумами [Большаинов и др., 2014; Артющков и др., 2020]. В качестве ее юго-восточного продолжения можно рассматривать грабены, наложенные на структуры Верхоянской складчато-надвиговой области и выполненные терригенно-угленосными палеогеновыми отложениями [Имаев и др., 2018; Артющков и др., 2020].

К северо-востоку от Туматского и Муоринского горстов расположены структуры Усть-Ленской рифтовой зоны. На юго-западе это Быковский и Сине-

гирский грабены. Вторая цепочка грабенов зоны прослеживается восточнее дельты р. Лена и уходит в залив Буор-Хая с выходом на сушу (см. рис. 1). Мощность верхнемел-кайнозойского осадочного выполнения грабенов, как и в пределах Южно-Лаптевской рифтовой зоны, колеблется от 2–3 до 5–7 км [Большаинов и др., 2014].

В неотектонической структуре региона толщи Лено-Анабарского краевого прогиба обнажаются в пределах кряжа Чекановского (рис. 5). Структуры Верхоянской складчато-надвиговой области находятся в пределах северо-восточных отрогов кряжа до проток Оленёкская и Ангарада-Уэсе, а также Хараулахского и Приморского хребтов. Южно-Лаптевская рифтовая зона расположена между протоками Оленёкская и Ангарада-Уэсе с одной стороны и Арынской с другой. Положение Быковского грабена совпадает с од-

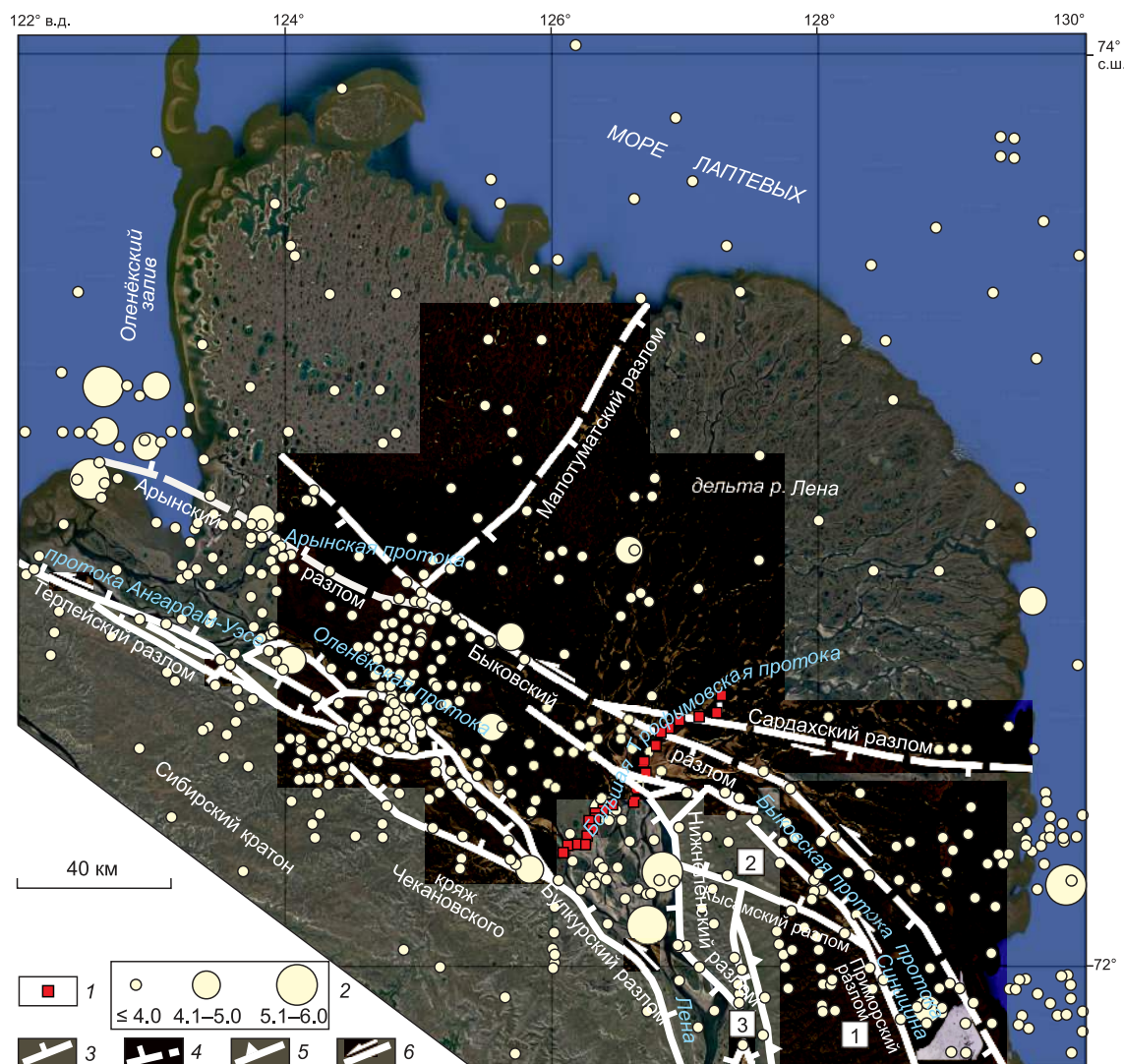


Рис. 5. Активные разломы и сейсмичность района дельты р. Лена. В качестве подложки использован космический снимок из программы Google Earth Pro. Эпицентры землетрясений приведены по [Имаева и др., 2019]. 1 – пункты зондирования МТЗ; 2 – эпицентры землетрясений с M_w ; 3–6 – активные разломы: 3 – сбросы достоверные, 4 – сбросы предполагаемые, 5 – взбросы, 6 – сдвиги. Цифрами обозначены: 1 – Хараулахский хребет, 2 – Приморский хребет, 3 – Кенгдейская впадина.

ноименной протокой. Именно здесь находится основная зона концентрации инструментально зарегистрированных землетрясений с магнитудами до 5.3, вытянутая в северо-западном направлении. Согласно решениям фокальных механизмов очагов землетрясений, отдельные сегменты этих разломов интерпретируются как сбросы или взбросы с присутствием левосдвиговой компоненты [Fujita et al., 2009; Козьмин и др., 2014; Имаева и др., 2019; Imaeva et al., 2019].

Одной из сейсмоактивных структур является Приморский разлом. Он прослеживается на 100 км вдоль береговой линии проток Быковской и Синицина (см. рис. 5) и далее к заливу Неелова, ограничивая с восток-северо-востока Приморский кряж и Хараулахский хребет, а в тектоническом плане – с юго-запада грабен Быковской протоки. По своей кинематике Приморский разлом является сбросом с возможной левосдвиговой компонентой. Это подтверждается анализом трещиноватости и сейсмологических данными [Имаев и др., 2018]. Разломные уступы вдоль правого берега Быковской протоки свидетельствуют о голоценовой сейсмичности Приморского разлома [Имаев и др., 2018; Деев и др., 2025].

На космических снимках приподнятая северо-западная часть дельты р. Лена выделяется специфическим рисунком со значительным развитием термокарстовых озер (см. рис. 5). Руслу Арынской и Туматской проток обтекают это поднятие, соответствующее южной части Муоринского горста, что свидетельствует о его новейшем поднятии. В пределах горста фиксируется рассеянная сейсмичность с M_w событий до 4.0 [Большаинов и др., 2014; Имаева и др., 2019; Артюшков и др., 2020]. Аналогичный характер распределения сейсмичности наблюдается и в северо-восточной части дельты (см. рис. 5).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфоструктурные исследования с выделением активных разломов. Анализ разломно-блоковой структуры территории с выделением активных разломов проведен на базе геоинформационной системы QGIS 3.16. При этом обработан следующий набор информации: 1) фрагменты региональной цифровой модели поверхности Земли ArcticDEM [Porter et al., 2022]; модель создана стереофотограмметрическим способом на основе данных космической спутниковой съемки сверхвысокого пространственного разрешения (WorldView-1, WorldView-2, WorldView-3, GeoEye-1), отснятых с 2007 по 2022 г.; в проект добавлены фрагменты мозаики всех имеющихся пространственных разрешений (2, 10, 32, 100, 500, 1000 м); фрагмент 2-метрового разрешения представлен как виртуальный растр (VRT) из-за большого объема соответствующих тайлов, остальные фрагменты сохранены в формате GeoTIFF; 2) тайлы покрытия мозаики космических снимков сервиса ESRI Satellite,

которые составлены на основе снимков Landsat (преимущественно Landsat-8) за весенний и осенний периоды; в проекте использована мозаика снимков, соответствующая уровню детальности до 10–30 м; 3) снимки и мозаики снимков относительно высокого пространственного разрешения, полученные со спутника Sentinel; 4) материалы геологической съемки м-ба 1 : 1 000 000 [Государственная..., 2001; Большаинов и др., 2014] и опубликованные схемы распределения неотектонических и активных разломов [Имаев и др., 2018; Имаева и др., 2019; Imaeva et al., 2019], данные по морфоструктурному и электротомографическому изучению разломных уступов [Деев и др., 2025]; 5) разномасштабные топографические карты; 6) данные сейсмических каталогов региональной и локальных сетей наблюдений. Проявленные на дневной поверхности разломы хорошо верифицируются по наличию тектонических уступов. Погребенные разломы частично верифицированы по результатам МТЗ.

Локальные сейсмологические наблюдения. Локальные сейсмологические наблюдения в дельте р. Лена в период с 2016 по 2020 г. проводились в рамках проекта SIOLA [Geissler et al., 2020]. С 2019 г. по настоящее время в районе НИС «Остров Самойловский» функционирует сейсмологическая сеть ИНГГ СО РАН [Дергач и др., 2022]. В данном исследовании анализируются данные с 10 основных сейсмологических пунктов (рис. 6) за периоды 2018–2021 и 2023–2024 гг.

Наблюдения в рамках российско-немецкого проекта SIOLA производились с использованием сейсмических регистраторов DATA CUBE3 (частота дискретизации $F_s = 100$ Гц, коэффициент усиления $K_{yc} = 0$ дБ), укомплектованных короткопериодными сейсмометрами MARK L-4C3D (1 Гц, 171 В/м/с). Сейсмологическая сеть ИНГГ СО РАН состоит из сейсмических регистраторов SCOUT ($F_s = 125$ Гц, $K_{yc} = 36$ дБ), укомплектованных низкочастотными геофонами GS-ONE LF (5 Гц, 100.4 В/м/с). Для корректного анализа низкочастотной составляющей сигналов от землетрясений с магнитудами 1.5 и выше записи 5-герцевых геофонов подвергались процедуре цифровой частотной коррекции вплоть до значений порядка 0.1 Гц (в зависимости от амплитуды целевых сигналов). Для расчета магнитуд использовалась формула, выведенная из номограммы Раутиан [Асланов и др., 2015; Шибеев и др., 2021] с поправкой на крупные события:

$$M = \frac{1.935(\lg A + 1.734 \lg R) - 1.06}{1.8}, \quad A = A_p + A_s,$$

где R – гипоцентральное расстояние, A_p и A_s – амплитуды продольных и поперечных волн в микрометрах.

На рисунке 7 приведен пример фрагмента трехкомпонентной записи локального землетрясения ($M = 3.25$) с отмеченными временами прихода P - и

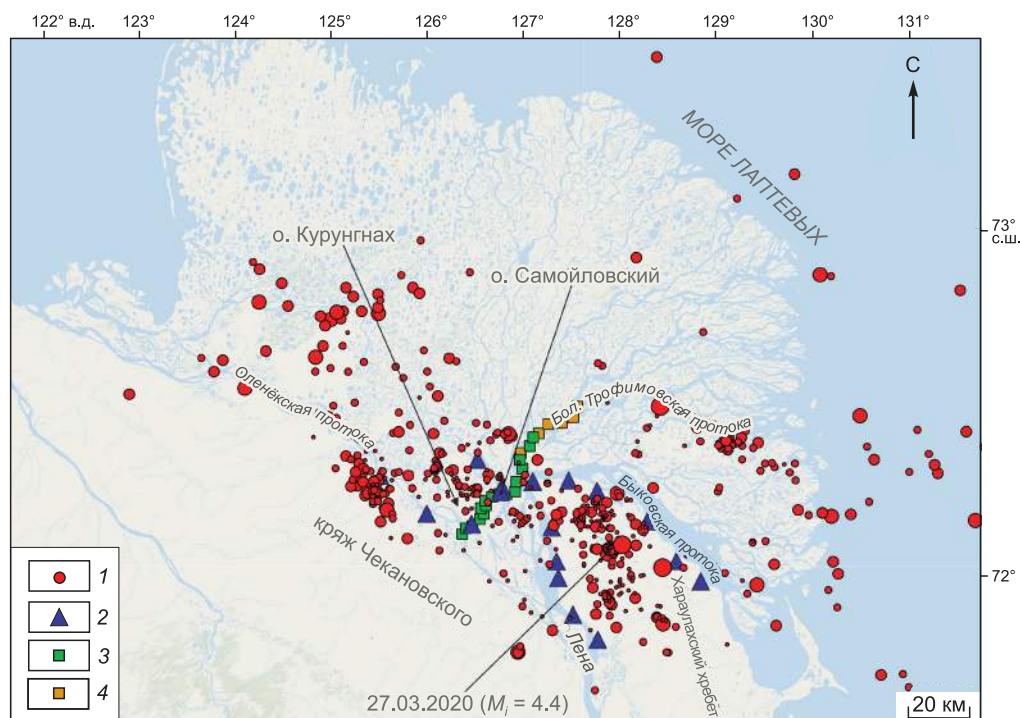


Рис. 6. Сейсмологическая сеть, эпицентры локальных землетрясений в 2018–2021 и 2023–2024 гг., пункты измерений МТЗ в 2019–2023 гг. 1 – эпицентры, 2 – сейсмологические пункты в 2018–2022 гг., 3 – пункты измерений МТЗ 2019–2020 гг., 4 – пункты измерений МТЗ в 2023 г.

S -волн (см. рис. 7, а), а также ее амплитудный спектр (см. рис. 7, б). Частотный диапазон записей был предварительно расширен со значения собственной частоты геофона до 0.1 Гц при помощи алгоритма цифровой частотной коррекции [Dergach et al., 2019]. На амплитудных спектрах наглядно продемонстрировано, что целевые сигналы сравнительно крупного для данного региона землетрясения лежат в частотном диапазоне от 0.1 до 10 Гц. Это хорошо согласуется со значениями частотных диапазонов локальных землетрясений с магнитудой 3.5, приведенных в работе [Clinton, Heaton, 2002].

Стандартный граф обработки сейсмологических данных состоял из следующих этапов: 1) поиск сигналов от локальных землетрясений в непрерывных записях; 2) определение времен прихода и амплитуд P - и S -волн; 3) локализация гипоцентров в начальной скоростной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] и расчет магнитуд.

На рисунке 8 приведен пример определения времен прихода P - и S -волн для локального землетрясения ($M = 3.25$), произошедшего 22.08.2021 в 18:39:25 (UTC).

Результаты обработки (времена и амплитуды P - и S -волн) и локализации (координаты гипоцентров и магнитуды) для всех локальных землетрясений загружались в базу данных и каталог SeisComP [Weber et al., 2007], после чего использовались для уточнения скоростной модели и гипоцентрии при помощи алгоритма сейсмической томографии.

Лучевая сейсмическая томография. Для анализа глубинной структуры земной коры в районе исследований, а также для уточнения гипоцентров локальных землетрясений была проведена локальная сейсмическая томография по имеющимся данным. Ранее авторами была построена предварительная сейсмотомографическая модель региона по данным за период 2019–2021 гг. [Дергач и др., 2022], которая использовалась в качестве опорной модели для последующего уточнения. В настоящем исследовании используется каталог, дополненный новыми данными за периоды 2018, 2023–2024 гг.

Для проведения томографической инверсии были использованы времена прихода P - и S -волн от 613 локальных землетрясений (всего 8044 времен прихода). Приращение данных относительно [Дергач и др., 2022] составило 262 события (3953 времен прихода волн) пробега. В дальнейшей обработке использовались записи тех сейсмических событий, которые были зарегистрированы минимум на пяти пунктах наблюдения, а станции при этом удалены от эпицентра не более чем на 300 км.

Уточнение скоростной модели и последующая релокализация гипоцентров с ее использованием производились с помощью алгоритма пассивной сейсмической томографии LOTOS [Koulakov, 2009]. Результатом проведения сейсмической томографии являются 3D-распределение аномалий скоростей P - и S -сейсмических волн (поправки к начальной ско-

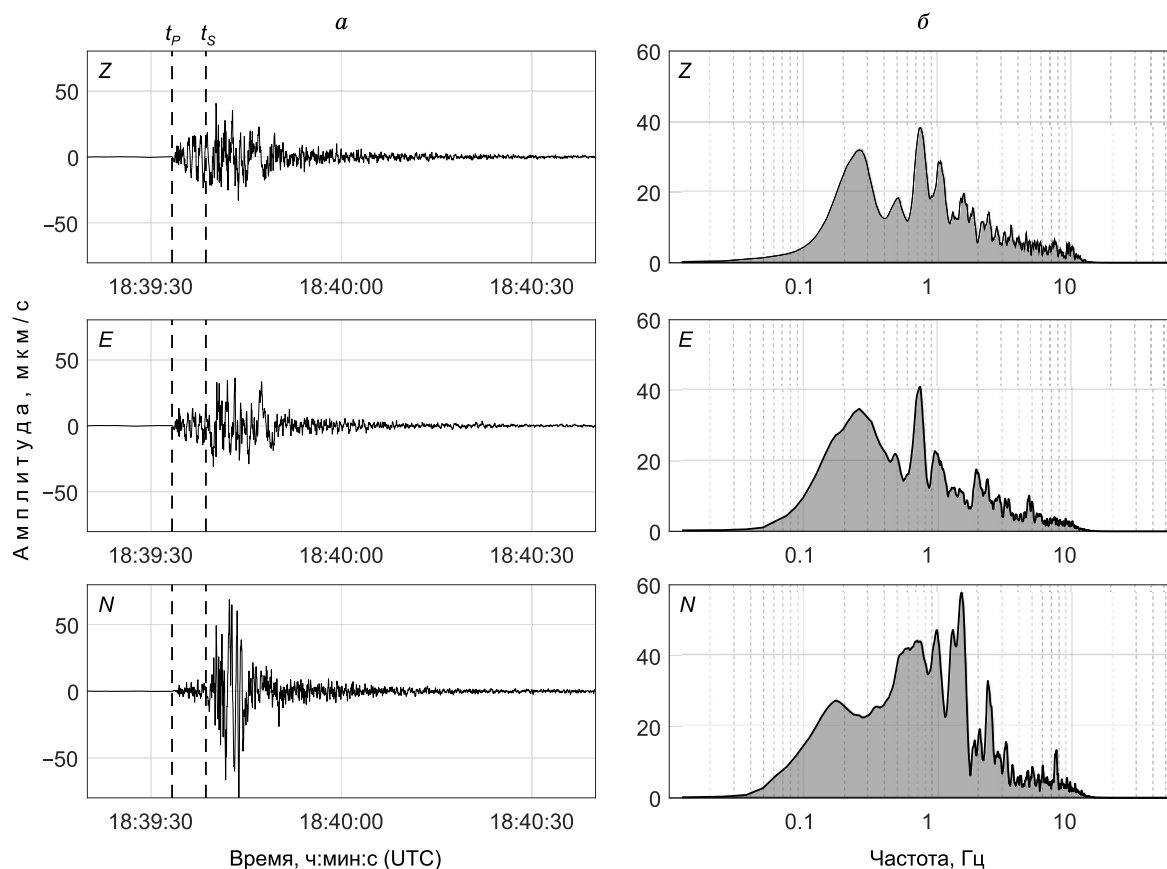


Рис. 7. Трехкомпонентная запись локального землетрясения ($M = 3.25$), произошедшего 22.08.2021 в 18:39:25 (UTC). Запись произведена на пункте SML00, эпицентрального расстояния 35 км. Компоненты колебаний: Z – вертикальная, N – горизонтальные в направлении север–юг, E – в направлении запад–восток.

ростной модели), а также уточненные местоположения очагов землетрясений в полученной 3D-модели.

Общий порядок построения сейсмотомографических моделей состоит из следующих этапов:

1. Из имеющихся сейсмологических каталогов выделяются времена пробега P - и S -волн, координаты землетрясений, координаты станций. В качестве начального входного параметра задается референтная (начальная) скоростная модель.

2. На основе данных о временах выполняется предварительная томографическая инверсия с помощью алгоритмов, подробно описанных в [Koulakov, 2009].

3. Производится верификация результатов инверсии при помощи синтетических тестов. Тесты позволяют определить разрешающую способность алгоритма, проверить устойчивость выделяемых аномалий, подобрать оптимальные параметры сглаживания и амплитудного демпинга аномалий.

4. Выполняется финальная инверсия с вычисленными параметрами для получения 3D-модели распределения аномалий скоростей сейсмических P - и S -волн.

5. Проводится интерпретация результатов инверсии.

На рисунке 9, *a* показано распределение лучей в изучаемой области. Область с высокой плотностью лучей определяет район исследований, в котором есть принципиальная возможность достоверно восстановить скоростную модель. В данном случае это район хребта Чекановского и Приморского, Хараулахского хребта и южной половины дельты р. Лена. Лучи распространяются до глубин в 35 км (см. рис. 9, *б*).

В используемом алгоритме сейсмической томографии большое внимание уделяется уменьшению влияния распределения узлов параметризационной сетки на результаты. Для этого выполняется инверсия с использованием нескольких сеток с различными ориентировками (в нашем случае – 0° , 22° , 45° и 67°). После вычисления результатов для сеток с разной ориентировкой они объединяются в одну сводную модель, уменьшая любые артефакты, связанные с ориентировкой сетки.

Ключевым и важным моментом для лучевой томографии является выбор начальной скоростной модели, так как ее близость к истинной модели обеспечивает корректность результатов томографической инверсии. Для построения стартовой скоростной модели за ос-

нову были взяты данные, полученные КМПВ в 1985–1988 гг. в районе дельты р. Лена [Аветисов и др., 1994], а также данные профилей глубинного сейсмического зондирования, выполненных в 1972–1995 гг. вблизи сочленения Сибирской платформы и Приверхоянского прогиба [Атлас..., 2013]. Для проведения сейсмической томографии использовалась начальная скорост-

ная модель, приведенная на рис. 10, а. В результате проведения сейсмической томографии были уточнены гипоцентры сейсмических событий по латерали (см. рис. 9, а) и глубине (см. рис. 9, б).

Надежность получаемых результатов была проверена с помощью синтетических тестов по восстановлению известного распределения скоростных анома-

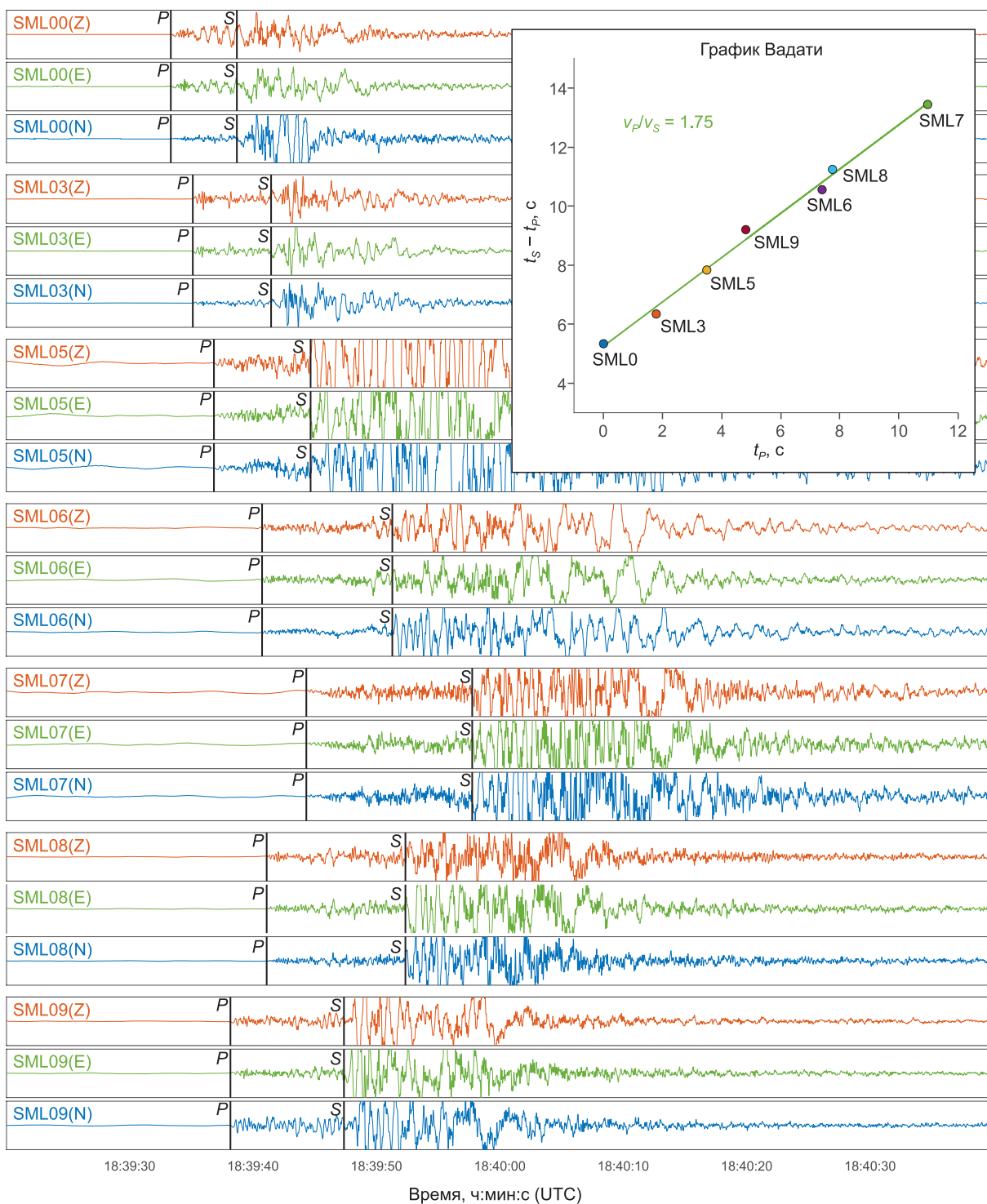


Рис. 8. Пример определения времен прихода P - и S -волн для локального землетрясения ($M = 3.25$), произошедшего 22.08.2021 в 18:39:25 (UTC).

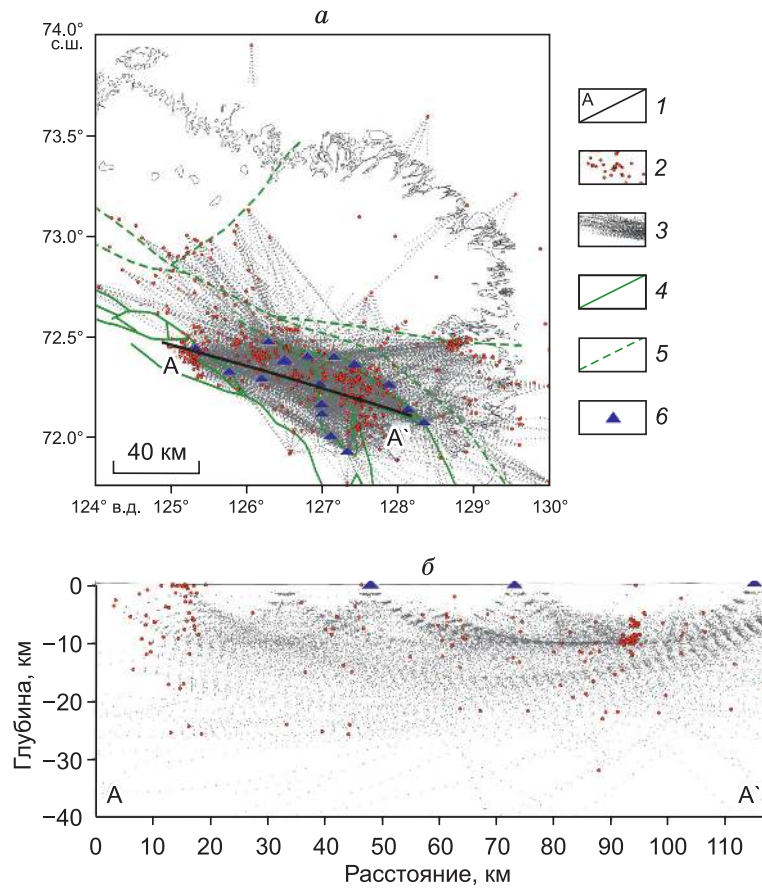


Рис. 9. Распределение сейсмических лучей после процедуры томографической инверсии. *a* – латеральное распределение лучей, *б* – вертикальный срез по профилю А–А'. 1 – профиль для построения вертикального среза, 2 – сейсмические события, 3 – траектории лучей, 4 – разломы достоверные, 5 – разломы предполагаемые, 6 – сейсмические станции.

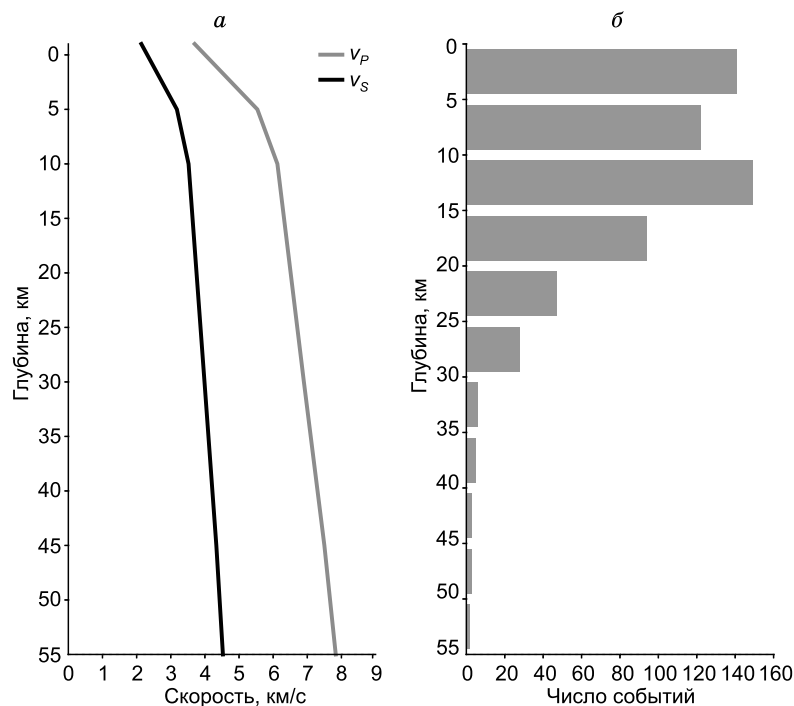


Рис. 10. Начальная 1D-скоростная модель (*a*) и распределение гипоцентров по глубине после томографической инверсии (*б*).

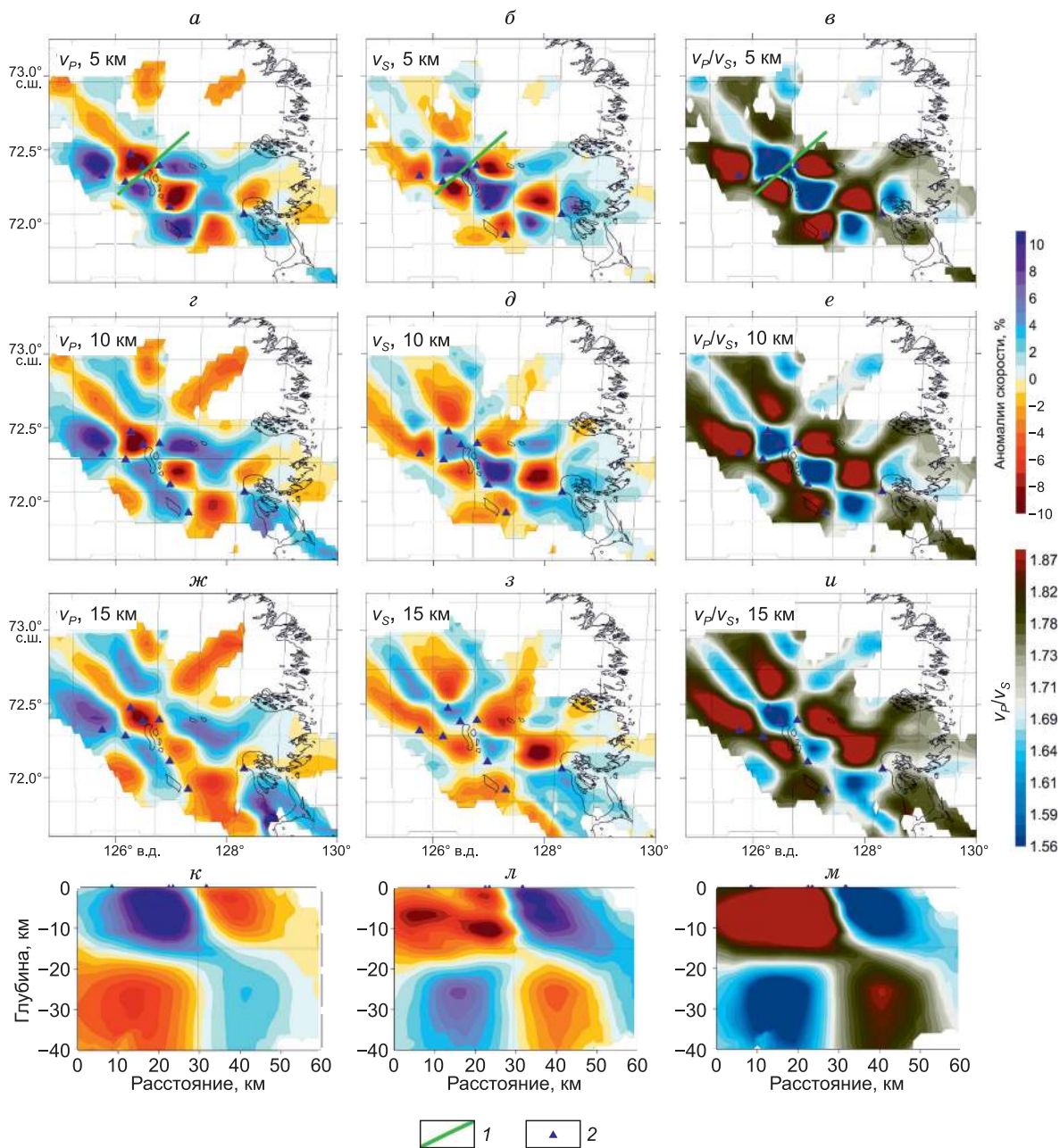


Рис. 11. Результаты синтетических тестов на оценку разрешающей способности и подбора оптимальных параметров инверсии. Размеры аномалий для построения горизонтальных срезов 25×25 км, для вертикальных – 30×30 км. Восстановленные распределения dv_p , dv_s и отношения v_p/v_s приведены на горизонтальных срезах для глубин 5 (а–в), 10 (г–е) и 15 (ж–и) км. Результаты восстановления аномалий в вертикальных сечениях приведены на к–м. 1 – профиль МТЗ, 2 – сейсмические станции. Формы синтетических аномалий выделены прямоугольной сеткой.

лий заданных размеров. Для данного распределения сейсмичности и расположения станций решалась прямая задача (расчет времен пробега). Затем для рассчитанных времен решалась обратная задача томографической инверсии, а их результаты сопоставлялись. Эти тесты позволяют определить оптимальные регуляризирующие параметры (по отсутствию в получаемых моделях лишних аномалий), а также оценить разрешающую способность используемой системы наблюдений, т. е. область и размеры аномалий

скоростей, которые надежно восстанавливаются для данного распределения сейсмичности и положения станций. В данном случае надежно восстанавливались аномалии размера 25×25 км. Устойчивое решение (отсутствие лишних аномалий) достигается при следующих значениях параметров: сглаживание по горизонтали и вертикали 1.2 для P -волн, 2.0 для S -волн, амплитудное демпфирование 0.6 для P -волн, 1.5 для S -волн. Эти же параметры использовались в дальнейшем для инверсии реальных данных.

На рисунке 11 приведены результаты по исследованию горизонтального и вертикального разрешения модели. На рисунке 11, *a–и* приведены результаты синтетического теста «шахматная доска» для оценки горизонтального разрешения. В данном случае были определены квадратные чередующиеся аномалии $\pm 7\%$ от начальной модели размером 25×25 км. Видно, что аномалии v_p и v_s , а также соотношение v_p/v_s восстанавливаются с правильными формами и амплитудами вблизи области плотной расстановки станций. При этом с глубиной отмечается некоторое ухудшение результатов (например, см. срез на 15 км на рис. 11, *ж–и*), однако общая конфигурация аномалий (форма, размеры, амплитуда) в области исследований все еще выявляется достоверно. Другим важным результатом является то, что отношение v_p/v_s , которое рассчитывается путем деления восстановленных абсолютных значений v_p на v_s , достаточно надежно восстанавливается в этой модели.

Для оценки вертикального разрешения была проведена серия тестов с аномалиями, определенными вдоль вертикального среза, соответствующего положению профиля МТЗ. На рисунке 11, *к–м* показаны результаты теста, проведенного для проверки возможности восстановления смены знака аномалий на глубине 15 км. С этой целью для каждого сечения создавалась отдельная модель с квадратными аномалиями 30×30 км, которые меняют знак на глубине 15 км. Мы видим, что аномалии v_p , v_s и отношение v_p/v_s восстанавливаются достоверно, при этом граница смены знака аномалий на 15 км также хорошо определена. В целом проведенные тесты показывают некоторые ограничения в разрешающей способности на границах области исследования, но демонстрируют хорошее качество реконструкции для ключевых структур, рассматриваемых при интерпретации реальных данных.

Исследования методом МТЗ проводились в течение летних полевых сезонов 2019, 2020 и 2023 гг. В 2019–2020 гг. использовались измерительные модули MTU-5 (Phoenix Geophysics, Канада), позволяющие регистрировать четыре компонента (E_x , E_y , H_x , H_y) магнитотеллурического поля (МТ-поля) в диапа-

зоне периодов 0.003–10000 с. Измерения выполнялись крестообразной установкой с длиной электрических линий 100 м. Всего выполнено 16 зондирований. Шаг между пунктами зондирования составил от 2 до 3 км. Средняя длительность записи – 21 ч. Полевые данные обработаны с использованием программного пакета SSMT2000 (Phoenix Geophysics, Канада). В летнем полевом сезоне 2023 г. использовалась аппаратура MT3 Nord plus (ООО «Северо-Запад», г. Москва) с возможностью измерений как в аудио, так и в стандартном МТ-диапазоне частот. При измерениях использовалась стандартная крестообразная установка с длиной электрических линий 100 м, аналогично исследованиям 2019–2020 гг. Запись производилась для четырех компонент электромагнитного поля E_x , E_y , H_x , H_y . Среднее время записи составило около 19 ч. Измерения проводились на пяти пунктах с шагом 4–5 км. Для двух пунктов наблюдений проведены повторные записи с увеличенной длительностью записи (до 240 ч). В качестве источника питания дополнительно к свинцово-кислотному аккумулятору были использованы солнечные панели, что позволило осуществить непрерывную запись в течение всего периода измерений. Общая длина профиля составила около 60 км. Он включает 22 точки наблюдения методом МТЗ. Первичная обработка полевых данных выполнена с использованием программного обеспечения Epi-Kit и MT-Corrector (ООО «Северо-Запад», г. Москва).

Обработка данных производилась по единой схеме и включала в себя два основных этапа. На первом этапе определялись элементы комплексного тензора входного волнового сопротивления Земли (импеданса) из системы линейных уравнений, связывающих спектры компонент электромагнитного поля. После первичной обработки полевых данных на каждом пункте проводился анализ амплитудных и фазовых полярных диаграмм тензора импеданса и определялись его главные направления [Бердичевский и др., 1997; Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Особенностью при обработке полученных данных была операция приведения симметричного тензора к его главным осям.

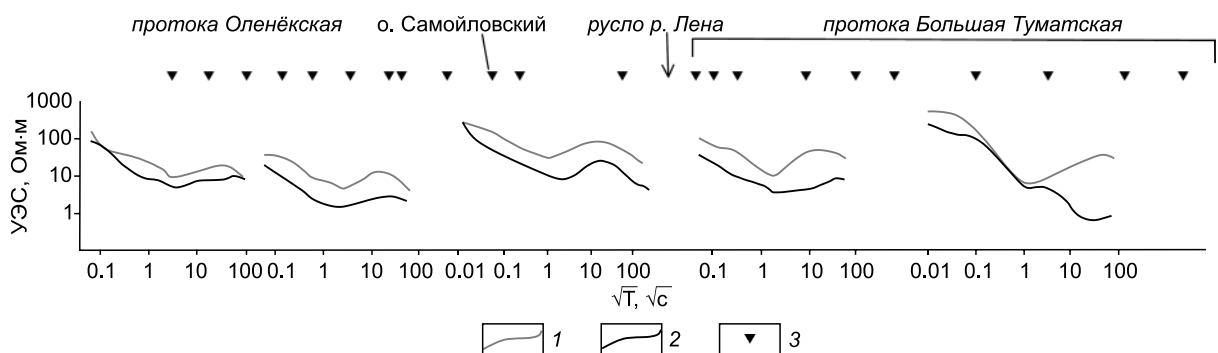


Рис. 12. Типичные МТ-кривые. 1 – ρ_{xy} , 2 – ρ_{yx} , 3 – МТ-пункт.

Полученные в результате обработки МТ-кривые с увеличенной длиной записи (2023 г.) повторяют форму кривых, полученных в 2019 и 2020 гг. на тех же пунктах наблюдения. Расхождение в значениях удельных электрических сопротивлений (УЭС) составило менее чем 10 Ом·м. Увеличение периода записи позволило уточнить значения на больших временах и скорректировать глубинную часть интерпретационной модели. Вид типичных МТ-кривых для различных участков профиля показан на рис. 12.

Качественная и количественная интерпретация данных выполнена с применением программного комплекса WinGLink (Schlumberger, США) и набора цифровых палеток. Определение параметров модели производилось методом подбора с использованием набора теоретических кривых.

Гравиметрические данные. Карты аномального гравитационного поля (см. рис. 4, а, б) построены на основе открытых данных. Использована комбинированная глобальная модель гравитационного поля Земли EIGEN-6C4 [Foerste et al., 2014], которая является совместной разработкой Немецкого исследовательского центра геонаук (GFZ, Подстам, Германия) и Исследовательской группы по пространственной геодезии (GRGS, Тулуза, Франция).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Сеть активных разломов. Согласно морфоструктурным данным, вдоль северо-восточной границы кряжа Чекановского протягивается сложнопостроенная зона Терпейского разлома (Лено-Анабарского, по [Imaeva et al., 2020]). Для нее (см. рис. 5) характерны субпараллельные сбросы с падением плоскостей на северо-восток и юго-запад. Они обеспечивают погружение частей хребта в северо-восточном направлении, формируют отдельные горсты и грабены, контролируют положения протоков Оленёкская и Ангарада-Уэсе. К юго-востоку Терпейский разлом продолжается Булкурским сбросом. Северо-восточнее, субпараллельно этим двум разломам, протягивается Быковский сброс с юго-западным падением сместителя. Своим юго-восточным окончанием он ограничивает грабен, в котором находятся протоки Быковская и Синицина. В центральной части к Быковскому сбросу примыкает Сардахский сброс, сместитель которого падет на юг-юго-запад, а на северо-западе – Арынский сброс, плоскость которого погружается на северо-восток. Также на северо-западе Быковский разлом сочленяется с Малотуматским сбросом северо-восточной ориентировки и падением сместителя на юго-восток. Эти два разлома являются структурными ограничениями Муоринского горста. Наконец, на юго-востоке области исследования, между Быковским и Булкурским разломами, находятся Хараулахский и Приморский хребты, ограниченные Приморским и Нижнеленским сбросами. В свою очередь,

хребты разделены между собой Кысамским сбросом. Сам Приморский хребет характеризуется достаточно сложной блоковой структурой [Деев и др., 2025]. Не исключено, что Терейскому, Быковскому, Сардахскому и Приморскому разломам, помимо вертикальной компоненты смещений, может быть характерна и левосдвиговая [Имаев и др., 2018; Имаева и др., 2019; Imaeva et al., 2020]. Однако четких морфометрических признаков таких смещений нами не выявлено. О присутствии левосдвиговой компоненты говорят решения механизмов для некоторых очагов землетрясений, зафиксированных региональной сейсмологической сетью [Fujita et al., 2009; Козьмин и др., 2014; Имаева и др., 2019; Imaeva et al., 2019]. Таким образом, в основании дельты р. Лена выделяется крупная структура растяжения северо-западного простирания, которая может быть сопоставлена с Южно-Лаптевской рифтовой зоной. Своими юго-восточными окончаниями она с одной стороны уходит в приустьевую часть долины р. Лена, где сливается с Кенгдейской впадиной, а с другой стороны протягивается в залив Буор-Хая, где может соединяться со структурами Усть-Ленского рифта (см. рис. 1, 5). Часть разломов системы наследует дизъюнктивные структуры предшествующих деформационных этапов (см. рис. 3, 5). Активность выделенных разломов подтверждается данными региональной сейсмологической сети (см. рис. 5) и нашими локальными сейсмологическими наблюдениями (рис. 13).

Корректировка эпицентрии и гипоцентрии землетрясений. Использование томографической инверсии позволило скорректировать положение эпицентров (рис. 13, а) зарегистрированных сейсмических событий. Можно отметить, что наибольшее скопление эпицентров землетрясений находится в приустьевой части р. Лена и прилегающих северо-восточных отрогах кряжа Чекановского, в Хараулахском и Приморском хребтах. Кроме этого, эпицентры землетрясений расположены между Быковской и Сардахской, Оленёкской и Арынской протоками непосредственно к северу от последней (см. рис. 11, а). Отдельные сейсмические события зафиксированы в северо-восточной части дельты р. Лена и по ее северной и восточной морской периферии.

На рисунках 10, б; 13, б представлено распределение гипоцентров землетрясений после томографической инверсии. Видно, что большая часть событий ограничена глубиной 30 км, при этом максимальное количество событий находится в интервале глубин 5–20 км. В районе сочленения Приморского и Хараулахского хребтов отчетливо выделяется крутонаклонная на юго-запад зона концентрации гипоцентров до глубин 15–20 км (см. рис. 13, б, центральная часть профиля 4А–4В и северо-восточная часть профиля 5А–5В).

Закономерности распределения аномалий скоростей Р- и S-волн. В результате проведения томо-

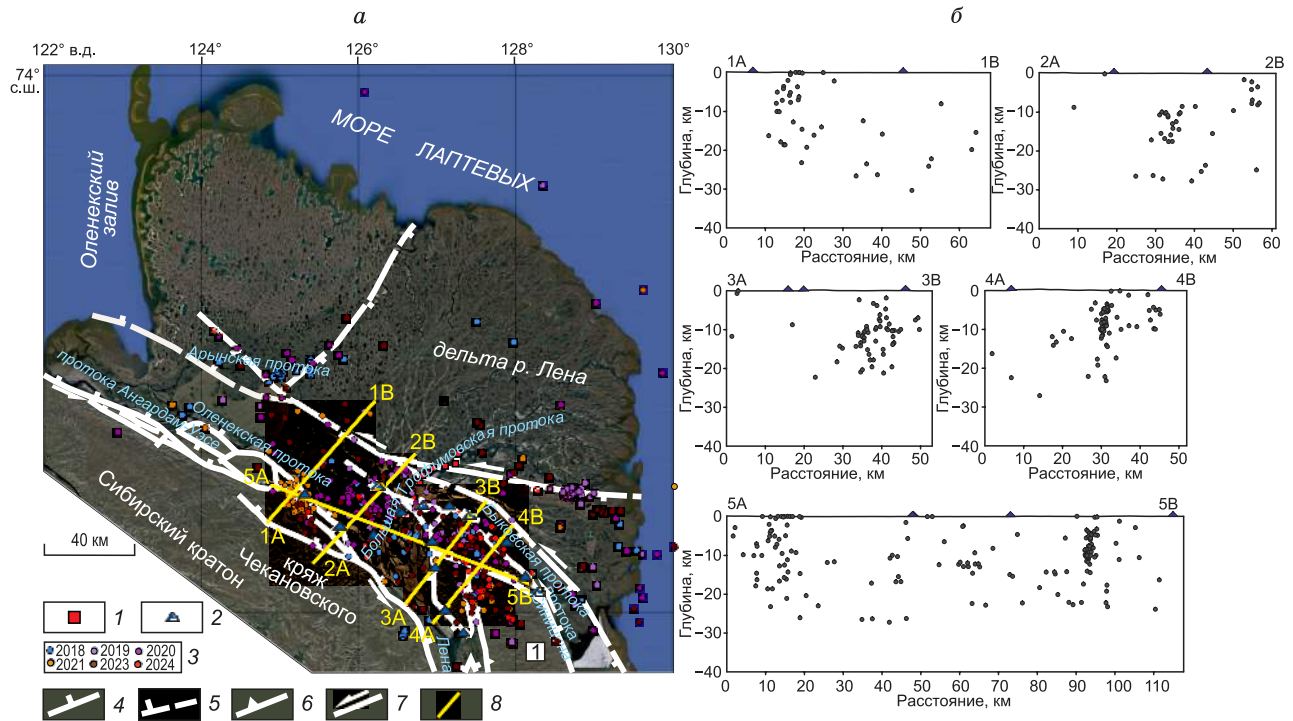


Рис. 13. Распределение эпицентров и гипоцентров землетрясений, зарегистрированных локальными сетями за периоды наблюдений 2018–2001 и 2023–2024 гг. в районе дельты р. Лена, после уточнения их местоположений в результате томографической инверсии. В качестве подложки использован космический снимок из программы Google Earth Pro. *a* – активные разломы, локализация сейсмических станций и эпицентров; *б* – локализация гипоцентров на вертикальных профилях, показаны гипоцентры в пределах 5 км от среза. 1 – пункты зондирования МТЗ; 2 – сейсмические станции; 3 – эпицентры землетрясений (год); 4–7 – активные разломы: 4 – сбросы достоверные, 5 – сбросы предполагаемые, 6 – взбросы, 7 – сдвиги; 8 – линии профилей.

графической инверсии были также получены 3D-распределения аномалий скоростей P - и S -волн относительно начальной скоростной модели, а также 3D-распределение отношений абсолютных значений скоростей P -волн к скоростям S -волн (v_P/v_S). На рисунке 14 приведены горизонтальные срезы, характеризующие аномалии скоростей P - и S -волн, а также v_P/v_S на глубинах от 5 до 25 км с шагом 5 км. Это аномалии относительно стартовой одномерной скоростной модели (см. рис. 10, *a*). В таблице представлены значения скоростей на соответствующих глубинах в референтной модели.

Необходимо отметить, что наиболее точные результаты восстановления скоростной модели полу-

Значения скоростей P - и S - сейсмических волн в референтной модели

Глубина, км	v_P	v_S
	км/с	
5	5.54	3.18
10	6.12	3.52
15	6.32	3.64
20	6.51	3.76
25	6.71	3.87

чены в области, где проходит максимальное количество лучей, т. е. преимущественно в пределах контура сейсмологической сети (см. рис. 9, *a*). В данном случае, если оперировать географическими терминами, это северные отроги хребта Чекановского, Приморский и Хараулахский хребты, приустьевая часть р. Лена и южная часть ее дельты. Соответственно, в тектонических терминах — это зона контакта Сибирского кратона и Верхоянской складчато-надвиговой области, осложненная Южно-Лаптевским рифтом и охватывающая систему активных разломов северо-западного простирания. Скоростные аномалии за пределами расстановки временной сейсмологической сети менее достоверны и далее не обсуждаются.

В распределении аномалий скоростей P -волн прослеживается следующая тенденция (рис. 14). Первые 5 км это преимущественно положительные аномалии, вызванные повышением скоростей продольных волн на 2–5 % относительно референтной модели. На глубинах 10–15 км аномалия повышенных скоростей локализуется на юго-западе исследуемой области, в месте сочленения Терпейского и Булкурского разломов. Остальная территория на этих и больших глубинах характеризуется понижением v_P до –2...–8 % относительно референтной скоростной

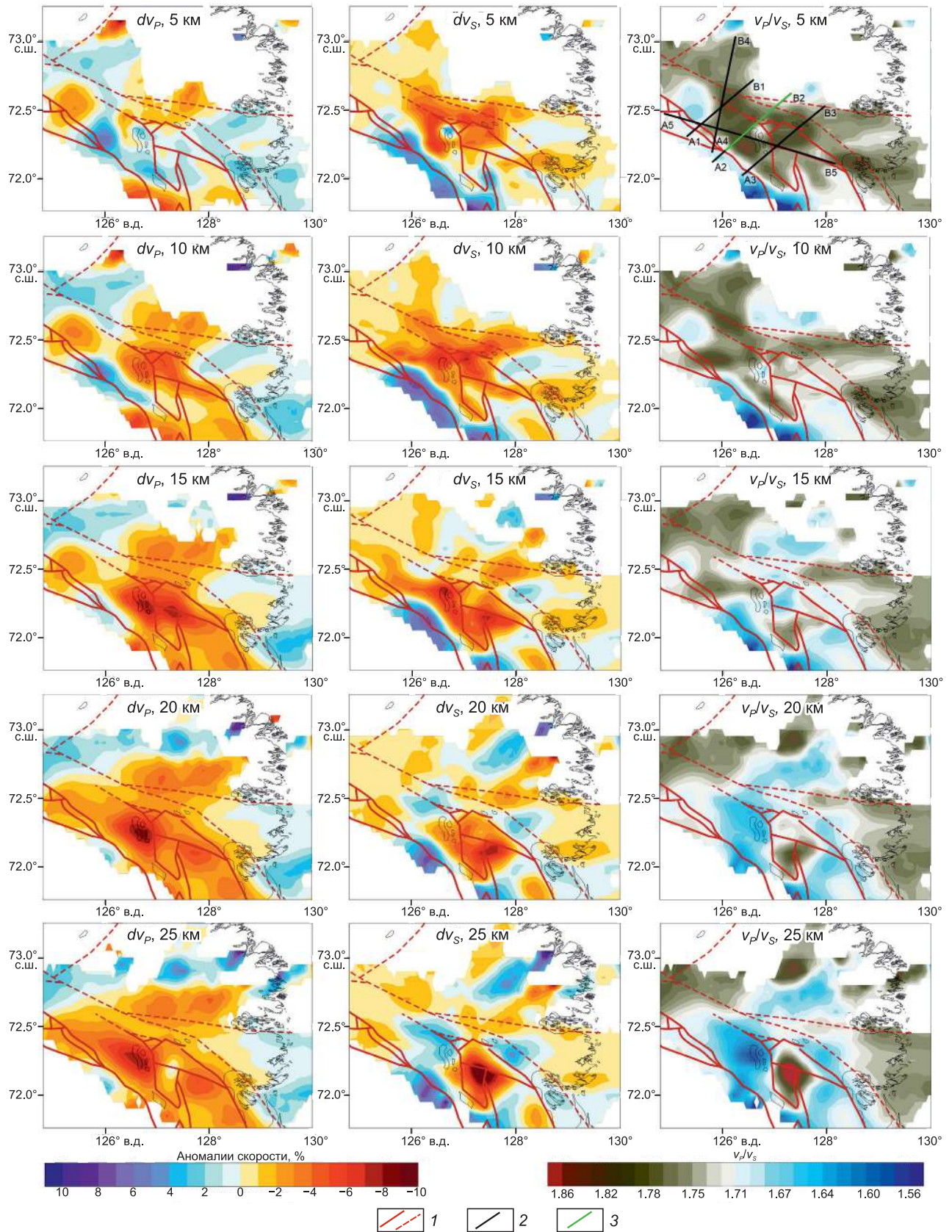


Рис. 14. Распределение скоростных аномалий v_P и v_S , соотношения v_P/v_S , полученные по результатам сейсмической томографии для глубин от 5 до 25 км. 1 – активные разломы; 2 – положение сейсмотомографических профилей (см. рис. 13); 3 – сейсмотомографический профиль вдоль профиля МТЗ, представленного на рис. 16.

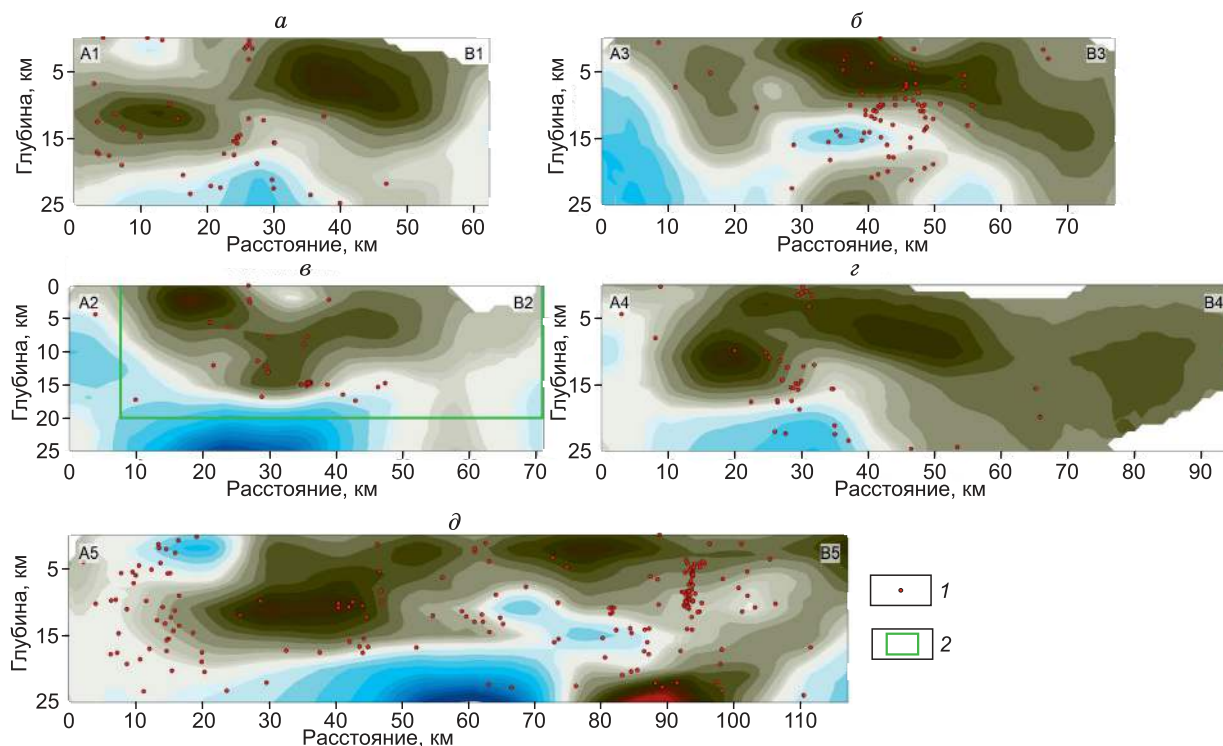


Рис. 15. Распределение отношения v_p/v_s по результатам томографической инверсии на вертикальных срезах по линиям: а – А1–В1, б – А2–В2, в – А3–В3, г – А4–В4, д – А5–В5 (см. рис. 14). 1 – гипоцентры землетрясений в пределах 5 км от среза, 2 – положение профиля МТЗ.

модели. Наиболее значимые отклонения наблюдаются в пределах Хараулахского и Приморского хребтов, приустьевой части р. Лена.

Четкая зональность прослеживается в распределении аномалий v_s на глубинах до 15 км. Здесь на юго-западе находится вытянутая вдоль Булкурского разлома положительная аномалия скоростей (2–7 % относительно референтной модели). Остальная северо-западная часть исследуемой области характеризуется отклонениями аномалий v_s в отрицательную сторону до –2...–8 %. Однако на глубинах 20–25 км картина распределения аномалий скоростей поперечных волн существенно меняется. Относительно изометричная отрицательная аномалия (до –2...–10 %) сохраняется лишь в области сочленения Приморского и Хараулахского хребтов, тогда как на остальной части аномалии v_s отклоняются в положительную сторону на 2–7%.

На глубинах 5 и 10 км для большей части области исследования характерны значения v_p/v_s в диапазоне 1.71–1.78. Начиная с глубины 15 км и ниже, отмечается все больше областей со значениями v_p/v_s в пределах 1.6–1.67, что вызвано локальными повышениями скоростей S -волн от 2 до 7 % относительно референтной модели.

При этом в южной части области исследования отмечаются аномально пониженные значения v_p/v_s в диапазоне 1.56–1.69 на всех интервалах глубин, но

наиболее отчетливо эта аномалия восстанавливается на глубинах 5–15 км, что связано с характером прохождения лучей. Такие пониженные значения v_p/v_s в южной части обусловлены наличием контрастной положительной аномалии v_s (до 7–8 % относительно начальной модели).

В центре области исследования (Приморского и Хараулахского хребтов) наблюдаются повышенные значения v_p/v_s . На глубинах 5–10 км эта зона характеризуется значениями v_p/v_s в диапазоне 1.71–1.78, что в целом никак не выделяет ее на фоне окружающих областей. Однако на глубинах 20–25 км в зоне сочленения разломов отношение v_p/v_s локально увеличивается до значений 1.8–1.87. Эта область повышенных значений v_p/v_s обусловлена отрицательными аномалиями скоростей как P -, так и S -волн (до 8 % относительно стартовой модели). Представление о характере вертикального распределения значений соотношения v_p/v_s дает также серия срезов, представленных на рис. 15.

Результаты МТЗ. На всем протяжении профиля верхняя часть геоэлектрического разреза характеризуется высокими значениями УЭС – 320–1000 Ом·м (рис. 16). Мощность слоя непостоянна и варьируется от 400 до 1000 м. Ниже по разрезу, до глубин 6 км на юго-западе и 2 км на северо-востоке, находятся два слоя со значениями УЭС 200–250 и 25–100 Ом·м. Мощность слоев варьирует от 1 до 4 км, при этом второй слой выклинивается после 42 км профиля.

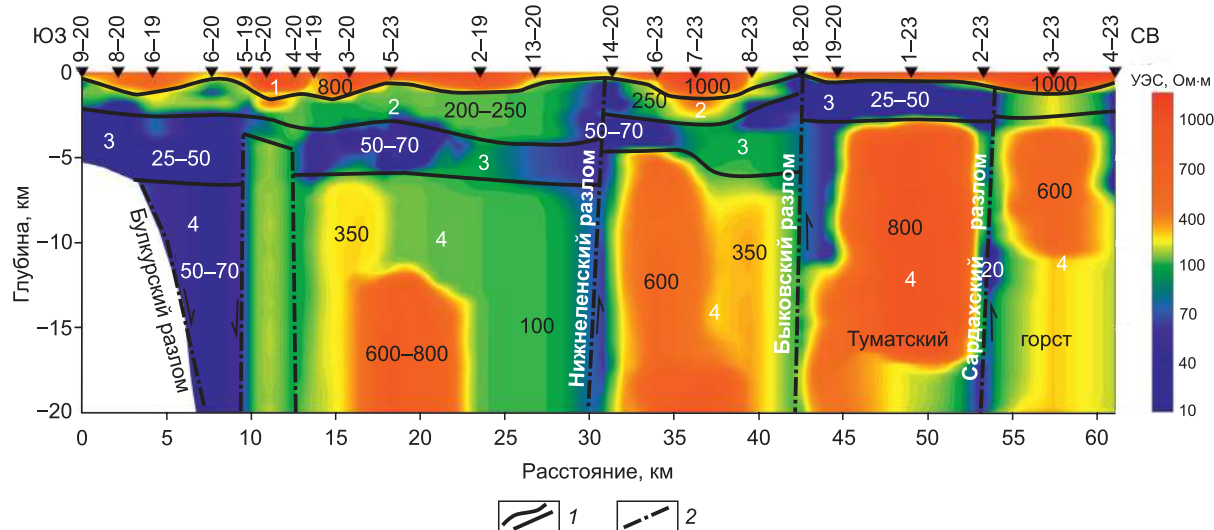


Рис. 16. Геоэлектрический разрез по результатам метода МТЗ с элементами геологической интерпретации. 1 – границы геоэлектрических слоев, 2 – разломы. Белые цифры – номера геоэлектрических слоев и интервалы их УЭС.

Наиболее неоднородной выглядит нижележащая часть геоэлектрического разреза до глубин в 20 км. Здесь наблюдаются четыре крупные вертикальные неоднородности пониженного УЭС (≤ 100 Ом·м). Первая, самая обширная низкоомная аномалия сопротивлений расположена в юго-западной части, в пределах 4–10 км профиля (см. рис. 16). Она прослеживается на всю глубину разреза с постепенным увеличением значений сопротивлений от 25–50 до 50–70 Ом·м сверху вниз. Вторая аномалия находится в интервале 30–31 км. В ее пределах значения сопротивлений составляют около 70 Ом·м. Третья проводящая неоднородность геоэлектрического разреза выделена в интервале профиля 42–43 км и представляет собой зону пониженных значений УЭС до 70–100 Ом·м. И наконец, четвертая проводящая неоднородность наблюдается в интервале профиля 53–54 км и характеризуется значениями УЭС от 10 до 100 Ом·м.

Выделенные проводящие неоднородности, в свою очередь, ограничивают в разрезе четыре высокоомные аномалии со значениями УЭС от 350 до 800 Ом·м. Они находятся в пределах следующих интервалов разреза: 10–30, 31–42, 43–53 и 54–61 км. Глубина залегания кровли высокоомных аномалий изменяется от 6 км в юго-западной части профиля до 2–3 км на его северо-восточном окончании, максимально приближаясь к поверхности в пункте измерений 4-23, расположенном на о. Сардах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате сейсмологических наблюдений временной сетью в 2018–2021 и 2023–2024 гг. удалось зафиксировать и локализовать эпицентры и гипоцент-

ры более 600 локальных землетрясений. Подавляющее их большинство укладывается в зону между Терпейским и Букурским разломами на юго-западе и Арынским и Сардахским разломами на северо-востоке (см. рис. 13, а). Таким образом, они попадают в пределы сейсмоактивной зоны, протягивающейся от залива Буор-Хая через южную часть дельты р. Лена к п-ову Таймыр [Fujita et al., 2009; Козьмин и др., 2014; Имаева и др., 2019].

Постоянную сейсмическую активность в течение всего периода наблюдений демонстрируют Хараулахский и Приморский хребты, ограниченные Приморским, Кысамским и Нижнеленским активными разломами (см. рис. 5, 13). За исключением 2021 и 2024 гг., значительное количество сейсмических событий фиксируется в приустьевой части р. Лена, между Быковским и Букурским разломами. Обращают на себя внимание рои землетрясений 2019 и 2024 гг., связанные с зоной сочленения Букурского и Терпейского разломов. Зона Сардахского разлома была особо активна в 2019 и 2023 гг. Дважды, в 2018 и 2020 гг., активизировалась зона сочленения Арынского и Малотуматского разломов. Таким образом, сейсмичность носит мигрирующий характер. Обращает на себя внимание тот факт, что землетрясения не регистрируются юго-западнее крыжа Чекановского.

В результате процедуры корректировки гипоцентров землетрясений нами установлено, что гипоцентры преимущественно расположены до глубины 30 км и в подавляющей своей массе – до глубины 20 км. Такое распределение гипоцентров землетрясений хорошо согласуется с данными региональной сейсмологической сети, согласно которым сейсмичность в пределах сейсмоактивной зона прекращается на глубинах около 20 км [Козьмин и др., 2014].

В интервале глубин до 5 км существенный вклад вносят события с глубиной гипоцентров до 1 км, при этом такие зафиксированные события в основном выходят за пределы использованной расстановки сейсмических станций, поэтому для них оценка глубины гипоцентра определяется с большой погрешностью. Причин может быть несколько: точность определения времен прихода P - и S -волн, погрешность в начальной локализации, малое количество станций, зарегистрировавших конкретное событие и др.

В свою очередь, расположение гипоцентров максимального количества локальных сейсмических событий в интервале глубин 5–20 км хорошо согласуется с концептуальной моделью зоны разлома Сибсона-Шольца, которая предполагает наличие основной термически контролируемой зоны хрупкого разрушения и сейсмичности в верхней коре на глубинах от 5–6 до 15 км [Sibson, 1984; Scholz, 2002].

Выявленные нами землетрясения с большими глубинами, вплоть до 50 км, требуют дальнейшей верификации, поскольку, как и события с глубинами 1 км, они в основном выходят за пределы использованной расстановки сейсмических станций. Следовательно, в силу указанных выше причин их гипоцентра может определяться с ошибкой. Однако в любом случае количество «брака» для определения положения гипоцентров с глубинами до 1 и более 30 км не превышает 15 %, что считается приемлемым результатом.

Как факт, следует отметить, что землетрясения с глубинами гипоцентров до 30–39 км зафиксированы ранее в дельте р. Лена и заливе Буор-Хая по данным региональных и локальных сейсмологических сетей [Аветисов, 1993; Ковачев и др., 1994; Крылов и др., 2020; Filippova, Melnikova, 2023; Plötz et al., 2025]. В таком случае эти глубины соответствуют нижней части земной коры и верхам литосферной мантии, поскольку положение границы Мохоровичича прогнозируется здесь на глубинах 40–42 км в пределах Сибирского кратона, сокращаясь к северной оконечной дельте до 24–20 км [Maskey et al., 1998; Большиянов и др., 2014]. Глубокие фокусы (до 30 км) землетрясений могут быть связаны с деформацией безводной нижней части докембрийской коры Сибирского кратона, подстилающей структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса, осложненной рифтовыми структурами Южно-Лаптевской зоны [Plötz et al., 2025]. Землетрясения в нижней коре не являются редкостью для различных в геодинамическом плане континентальных обстановок, в том числе для континентальных рифтовых зон, например, Байкальской, как и Лаптевоморской, расположенной на стыке кратона и складчато-надвигового пояса, и Восточно-Африканской, развивающейся на мощной докембрийской коре [Déverchère et al., 2001; Jackson et al., 2008; Sloan et al., 2011; Molnar, 2020; Craig, Jackson, 2021].

Привлечение дополнительных данных и характер распределения сейсмических лучей после процедуры

томографической инверсии позволили скорректировать ранее полученную скоростную модель [Дергач и др., 2022] для тектонических структур в районе южной части дельты р. Лена и прилегающих горных хребтов. Выявленный характер распределения скоростей сейсмических волн показал наличие в юго-западной части области исследования на глубинах 5–15 км аномалии пониженных значений v_p/v_s (см. рис. 14). Структурно эта аномалия приурочена к контакту Лено-Анабарского краевого прогиба, наложенного на структуры Сибирского кратона, с Верхоянским складчато-надвиговым поясом. Согласно [Добрецов и др., 2017], пониженные значения v_p/v_s вследствие контрастной положительной аномалии v_s могут соответствовать консолидированным кристаллическим породам. По существующим оценкам, глубина залегания фундамента Сибирского кратона здесь составляет 4–5 км [Шкарубо, Проскурнин, 2014]. Уверенное прослеживание аномалии вплоть до 25 км (см. рис. 14; 15, б–г) свидетельствует о том, что она имеет глубинные корни. Более того, на глубинах 20–25 км практически на всей области исследований доминируют пониженные значения v_p/v_s (см. рис. 14; 15, б, д). Схожая картина распределения скоростей сохраняется до глубины 35 км.

Верхняя часть разреза до 10–15 км характеризуется повышенными значениями v_p/v_s (1.71–1.78). Мы полагаем, что эта часть соотносится со структурами Верхоянского складчато-надвигового пояса, надвинутыми на край Сибирского кратона, на которые позднее были наложены структуры Южно-Лаптевского рифта.

Таким образом, данные сейсмической томографии отчетливо показывают наличие в вертикальном разрезе коры до глубины в 25 км двух четко различающихся по своим скоростным характеристикам слоев. Нижний слой соответствует докембрийскому фундаменту Сибирского кратона, а верхний – структурам Верхоянского складчато-надвигового пояса и Южно-Лаптевского рифта. Кора Сибирского кратона под структурами Верхоянского складчато-надвигового пояса и Южно-Лаптевского рифта дельтовыми осадками р. Лена таким образом может прослеживаться на расстоянии до 30 км. К северо-востоку двухслойная структура коры на всю глубину сменяется на однослойную (см. рис. 15, а, в, г), соответствующую структурам Верхоянского складчато-надвигового пояса (характеризующимся повышенными значениями v_p/v_s), среди которых могут присутствовать блоки докембрийской коры, отчлененные от кратона и обладающие пониженными значениями v_p/v_s (см. рис. 15, в, д). Подавляющая часть гипоцентров землетрясений, зафиксированных локальными сейсмологическими сетями, находится в пределах верхних 20 км слоя с пониженными значениями v_p/v_s , часто тяготея к его нижней части. Следовательно, они связаны с разломами Верхоянского складчато-надвиго-

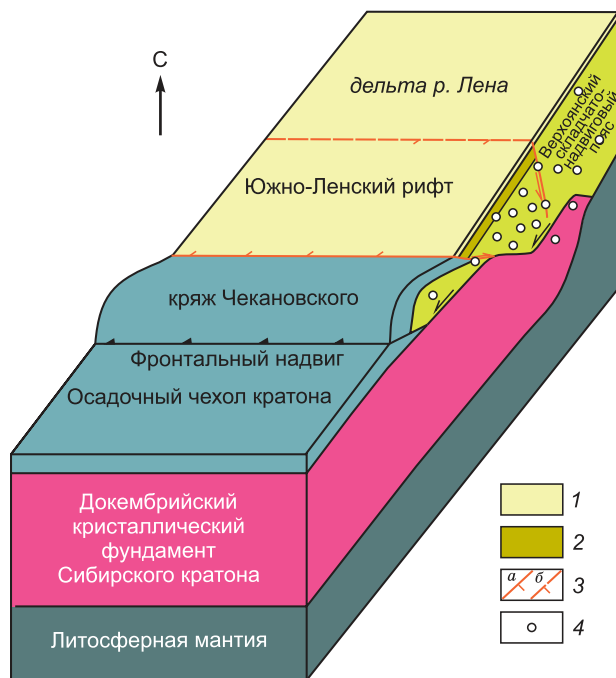


Рис. 17. Принципиальная модель структурных взаимоотношений между Сибирским кратоном, Верхоянским складчато-надвиговым поясом и Южно-Лаптевским рифтом Лаптевоморской рифтовой системы в районе дельты р. Лена. Построена с использованием модели из [Sloan et al., 2011]. 1 – дельтовые отложения р. Лена; 2 – осадочное выполнение Южно-Ленского рифта; 3 – активные сбросы: а – выраженные в рельефе, б – перекрытые отложениями; 4 – гипоцентры землетрясений.

вого пояса и Южно-Лаптевского рифта (см. рис. 15). Отдельные гипоцентры находятся в верхней части докембрийской коры Сибирского кратона. Выявленная нами структура коры и распределение сейсмичности хорошо соотносятся с моделью, предложенной в [Sloan et al., 2011] для Байкальской и Лаптевоморской рифтовых систем. Ее модифицированный нами вариант представлен на рис. 17.

Данные МТЗ позволяют более детально рассмотреть неоднородность верхнего слоя земной коры, выделенного по данным сейсмической томографии до глубин 20 км. УЭС 320–1000 Ом·м верхнего высокоомного слоя геоэлектрического разреза, резко контрастирующие с нижележащими частями разреза, и географическое расположение района работ позволяют с уверенностью соотнести этот слой с ММП [Заплавнова и др., 2024]. В районах проток наблюдается уменьшение мощности высокоомного слоя до 100 м или практически полное его выклинивание, что указывает на наличие сквозных подрусловых таликов под руслами проток в дельте р. Лена.

Можно предположить, что вертикальные низкоомные аномалии в пределах нижней части геоэлектрического разреза (слой 4) соответствуют флюидонасыщенным зонам динамического влияния разло-

мов (см. рис. 16). Такие флюидонасыщенные зоны образуют проводящие каналы, которые пересекают высокоомную кору и обеспечивают перераспределение избыточных токов, поэтому разломы фиксируются в магнитотеллурическом поле в виде проводящих геоэлектрических неоднородностей [Бердичевский и др., 1997; Кадик, 2006; Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Это предположение хорошо подтверждается пространственным сопоставлением обнаруженных аномалий с выделенными активными разломами. Так, субвертикальная аномалия в районе на 53–54 км профиля соотносится с субшироотно ориентированным Сардахским разломом, простирающимся вдоль одноименной протоки (см. рис. 5). Аналогичные аномалии соответствуют Быковскому разлому (на 42–43 км профиля) и Нижнеленскому разломам (на 30–31 км профиля). Наконец, наклонная низкоомная аномалия 4–10 км профиля находится на юго-западе Южно-Лаптевского рифта. Не исключено, что она соответствует активизированной зоне Булкурского разлома, который на этапе позднемелкайнозойского рифтогенеза сменил свою надвиговую кинематику на сбросовую.

Высокоомные аномалии слоя 4, по нашему мнению, соответствуют слабодифференцированным по значениям УЭС палеозойско-мезозойским деформированным комплексам, составляющим формационную основу Верхоянского складчато-надвигового пояса. Среди них возможно локальное присутствие блоков докембрийских пород, в том числе метаморфических. Стоит отметить, что наблюдаемые УЭС (350–800 Ом·м) ниже тысяч и даже десятков тысяч Ом·м, характерных для кристаллических и метаморфических пород платформенных областей. Это объясняется повышенной дислоцированностью пород в результате тектонических событий. В пределах юго-западного блока, в районе 13 км профиля нами отмечен разлом сбросовой кинематики. С учетом его поднятого юго-западного крыла он вполне может быть соединяющим сегментом между активизированными участками Терпейского и Кысамского разломов. Подъем кровли высокоомных блоков с юго-запада на северо-восток с 6 до 2–3 км (см. рис. 16) хорошо согласуется с геологическими (см. рис. 3) и гравиметрическими данными (см. рис. 4) о наличии Туматского горста, перекрытого кайнозойскими отложениями. В таком случае выделенный в пределах 42–43 км профиля сброс определяет положение юго-западного крыла горста, а активизированный сегмент Сардахского разлома (53–54 км профиля) осложняет его юго-западное крыло.

Геоэлектрические слои 2 и 3 соответствуют позднемелкайнозойскому осадочному выполнению выявленной рифтогенной структуры и в верхней своей части – дельтовым осадкам р. Лена. Их мощность от 2–3 до 5–6 км, определяемая по результатам исследований МТЗ, хорошо соответствует оценкам мощно-

сти осадочного выполнения грабенов Южно-Лаптевской рифтовой системы [Большаинов и др., 2014; Артюшков и др., 2020]. Наличие рифтовой структуры между структурами Сибирского кратона и Туматского горста (см. рис. 3) хорошо коррелируется с отрицательными гравитационными аномалиями в редукциях Фая (–15...–46 мГал) и Буге (–14...–58 мГал) (см. рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместная интерпретация морфоструктурных данных, результатов локальных сейсмологических наблюдений, сейсмической томографии, МТЗ и гравитационных аномалий позволяют сделать следующие выводы о структурных взаимоотношениях между Сибирским кратоном, Верхоянским складчато-надвиговым поясом и Лаптевморской рифтовой системой в южной части дельты р. Лена и сейсмичности района:

1. Локальной сейсмической сетью из 10 станций за периоды 2018–2021 и 2023–2024 гг. зафиксировано более 613 землетрясений с магнитудами до 4.5. В большинстве своем они попадают в пределы ранее выделенной сейсмоактивной зоны, протягивающейся от залива Буор-Хая через южную часть дельты р. Лена к п-ову Таймыр.

2. Гипоцентры локальных землетрясений имеют глубины преимущественно до 20 км. Таким образом, сейсмичными в регионе являются коровые структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса и Южно-Лаптевского рифта. Сейсмичность носит мигрирующий характер. В течение всего периода наблюдений сейсмически активными являются только Хараулахский и Приморский хребты, ограниченные Приморским, Кысамским и Нижнеленским разломами. Группы землетрясений в разные годы концентрируются между Быковским и Булкурским разломами, в зонах сочленения Булкурского и Терпейского, а также Арынского и Малотуматского разломов, вдоль Сардахского разлома.

3. Данные сейсмической томографии отчетливо показывают наличие в вертикальном разрезе коры до глубины в 25 км двух четко различающихся по своим скоростным характеристикам слоев. Нижний слой характеризуется пониженными значениями соотношения v_p/v_s , его кровля погружается с юго-запада на северо-восток до глубин 15–20 км и соответствует докембрийскому кристаллическому фундаменту Сибирского кратона. Сверху находится слой с повышенными значениями v_p/v_s . Авторы сопоставляют его со структурами Верхоянского складчато-надвигового пояса, надвинутыми на край Сибирского кратона, на которые наложены структуры Южно-Лаптевского рифта. Такая двухслойная модель коры прослеживается под дельтовыми осадками р. Лена на северо-вос-

ток примерно на 30 км, после чего меняется на однослойную с повышенными значениями v_p/v_s .

4. По данным МТЗ, детализировано строение верхней части земной коры, которое согласуется с наличием Южно-Лаптевского рифта между Терпейским и Булкурским разломами с одной стороны и Арынским и Быковским разломами с другой, а также Туматского горста на северо-востоке от Быковского разлома. Мощность позднемел-кайнозойских осадочных комплексов уменьшается с 5–6 км в пределах рифта до 2–3 км в апикальной части Туматского горста.

5. Надежность полученной интерпретации подтверждается комплексным анализом геолого-геофизических данных. Так, структура Южно-Лаптевского рифта и Туматского горста хорошо согласуется с отрицательной и положительной аномалиями гравитационных полей соответственно. Зоны влияния активных Булкурского, Нижнеленского, Быковского и Сардахского разломов соотносятся как с наличием субвертикальных низкоомных аномалий УЭС в разрезе по данным МТЗ, так и с областями концентрации очагов локальных землетрясений по данным локальной сейсмологии.

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСИРОВАНИЕ

Авторы благодарят д.г.-м.н. В.Ф. Проскурнина (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург) и анонимного рецензента за высказанные замечания, которые позволили улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 23-17-00237).

ЛИТЕРАТУРА

- Аветисов Г.П. (1982). Глубинная структура Новосибирских островов и прилегающих акваторий по сейсмологическим данным // Советская геология, № 11, с. 113–122.
- Аветисов Г.П. (1991). Гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений дельты р. Лены и ее обрамления // Вулканология и сейсмология, № 6, с. 59–69.
- Аветисов Г.П. (1993). Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // Физика Земли, № 5, с. 28–38.
- Аветисов Г.П., Гусева Ю.В. (1991). Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Отечественная геология, № 4, с. 73–81.
- Аветисов Г.П., Ашихмина Е.А., Гусева Ю.В. (1994). Строение Усть-Ленского прогиба в южной части моря Лаптевых по данным КМПВ // Отечественная геология, № 1, с. 56–61.
- Артюшков Е.В., Балуев А.С., Богацкий В.И., А.Г. Бургута, Васильев А.И., Васильев А.С., Величко Б.М., Дьяченко А.Б., Журавлев В.А., Заяц И.В., Заварзина Г.А., Зуйкова О.Н., Иванов Г.И., Казанин Г.С., Казанин А.Г., Кацинюк В.А., Кириллова-Покровская Т.А., Костин Д.А., Крюкова Г.Г., Кузнецов А.В., Макаров Е.С., Матишов Г.Г., Неупокоева А.А., Павлов С.П., Прищепа О.М., Радченко М.С., Ступакова А.В., Тарасов Г.А., Черников С.Ф., Шадрина Е.Ю., Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Шлыкова В.В. (2020). Шельфовые осадочные бассейны Российской Аркти-

- ки: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал. Мурманск, СПб., «Реноме», 544 с.
- Асланов Г.К., Алимерденов В.Ш., Асланов Т.Г., Тагиров Х.Ю. (2015).** Математическая модель расчета энергетического класса, интенсивности и магнитуды землетрясения в реальном масштабе времени // Вестник Дагестанского государственного технического университета. Технические науки, т. 37, № 2, с. 66–71.
- Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России».** Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, обработанным в период с 1972 по 1995 год. (2013). СПб., ВСЕГЕИ, [Электронный ресурс]. URL: <https://karpinskyinstitute.ru/ru/info/seismic/>.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. (2009).** Модели и методы магнитотеллурики. М., Научный мир, 680 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. (1997).** Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М., Диалог-МГУ, 161 с.
- Большаинов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Заварзина Г.А., Зинченко А.Г., Зуйкова О.Н., Кямря В.В., Мохов В.В., Нагайцева Н.Н., Нелюбин В.В., Радченко М.С., Саванин В.В., Проскурнин В.Ф., Рекант П.В., Солонина С.Ф., Шкарубо С.И., Шмаяк А.В. (2014).** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленёкский зал., S-52 – Дельта реки Лена. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 274 с.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. (2013).** Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, т. 54, № 8, с. 1083–1107, EDN: [RAPIKT](#).
- Гайсслер В.Х., Баранов Б.В., Шибаев С.В., Хаберланд К., Цуканов Н.В., Дозорова К.А. (2018).** Российско-германский проект «Сейсмичность и неотектоника лаптевоморского региона» // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, № 1, с. 102–106.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-50–52 – Быковский. Объяснительная записка. (2001).** СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 189 с.
- Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. (1970).** Срединный Арктический хребт и его материковое продолжение // Геоморфология, № 1, с. 42–45.
- Григорьев М.Н. (1993).** Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 174 с.
- Деев Е.В., Оленченко В.В., Дучков А.А., Заплавнова А.А., Сафронов О.В. (2025).** Геоэлектрические образы активных разломов в районах развития многолетней мерзлоты (на примере высокогорных и арктических районов России) // Геология и геофизика, т. 66, № 5, с. 654–668, DOI: [10.15372/GIG2024174](#), EDN: [RXDQIA](#).
- Дергач П.А., Епонешникова Л.Ю., Понасенко С.Н., Картозия А.А., Гайсслер В.Х., Дучков А.А., Шибаев С.В., Зобнин Г.Ю. (2022).** Построение сейсмотомографической модели района научно-исследовательской станции «Остров Самойловский» по данным локального сейсмологического мониторинга за 2019–2021 гг. // Геодинамика и тектонофизика, т. 13, № 2, 0627, DOI: [10.5800/GT-2022-13-2s-0627](#).
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. (2017).** Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика, т. 58, № 5, с. 701–722, DOI: [10.15372/GIG20170503](#), EDN: [YMWVAP](#).
- Драчев С.С. (2002).** О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника, № 6, с. 60–76.
- Заплавнова А.А., Деев Е.В., Потапов В.В. (2024).** Первые данные магнитотеллурического зондирования о строении верхней части земной коры в районе дельты р. Лена // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 514, № 2, с. 219–226, DOI: [10.31857/S2686739724020043](#).
- Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. (1989).** Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология, т. 29, № 5, с. 789–795.
- Имаев В.С., Козьмин Б.М. (1989).** Напряженное состояние земной коры побережья моря Лаптевых по структурно-геологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика, № 10, с. 124–129, EDN: [XMSCKI](#).
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Сماعيل О.П., Чипизубов А.В., Овсяченко А.Н., Колодезников И.И. (2018).** Неотектоника Хараулахского сектора прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых // Геология и геофизика, т. 59, № 7, с. 1014–1031, DOI: [10.15372/GIG20180707](#), EDN: [XTBYUH](#).
- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. (2019).** Динамика рельефа и сейсмостектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // Геотектоника, № 5, с. 62–77, DOI: [10.31857/S0016-853X2019562-77](#).
- Кадик А.А. (2006).** Флюиды как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Флюиды и геодинамика. М., Наука, 280 с.
- Ковачев С.А., Кузин И.П., Соловьев С.Л. (1994).** Кратковременное изучение микросейсмичности губы Буор-Хая, море Лаптевых, с помощью донных сейсмографов // Физика Земли, № 7–8, с. 65–76.
- Козьмин Б.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Тимиршин К.В. (2014).** Лено-Таймырская аномалия сейсмоактивной среды на шельфе моря Лаптевых // Наука и образование, № 2, с. 105–110.
- Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А., Цуканов Н.В., Куликов М.Е., Медведев И.П., Ильинский Д.А., Шахова Н.Е. (2020).** Сейсмостектоника и сейсмичность лаптевоморского региона: состояние вопроса и первый опыт годичной постановки донных сейсмостанций на шельфе // Вулканология и сейсмология, № 6, с. 33–49.
- Крылов А.А., Лобковский Л.И., Ковачев С.А., Баранов Б.В., Рукавишников Д.Д., Цуканов Н.В., Дозорова К.А., Семилетов И.П. (2023).** Геодинамические режимы в Лаптевоморском регионе согласно новейшим сейсмологическим данным // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 513, № 2, с. 224–230, DOI: [10.31857/S2686739723601783](#).
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. (2013).** Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника, № 1, с. 3–35, DOI: [10.7868/S0016853X13010050](#).
- Проскурнин В.Ф., Граханов С.А., Петров О.В., Васильев Е.А., Берзон Е.И., Антонов А.В., Соболев Н.В. (2021).** Прогноз алмазности Таймыра // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 499, № 2, с. 97–102, DOI: [10.31857/S2686739721080107](#).
- Середкина А.И. (2019).** Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэля и Лява // Физика Земли, № 3, с. 58–70, DOI: [10.31857/S0002-33372019358-70](#).
- Шибаев С.В., Козьмин Б.М., Макаров А.А. (2021).** Сейсмичность Якутии в 2015 г. // Землетрясения Северной Евразии, № 24, с. 173–181.
- Шкарубо С.И., Проскурнин В.Ф. (2014).** Тектоническая схема. М-6 1 : 2 500 000 // Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленекский зал., S-52 – Дельта р. Лена. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

- Яковлев Д.В., Яковлев А.Г., Валясина О.А. (2018).** Изучение криолитозоны северного обрамления Сибирской платформы по данным региональных электроразведочных работ // Криосфера Земли, т. 22, № 5, с. 77–95, DOI: [10.21782/KZI1560-7496-2018-5\(77-95\)](https://doi.org/10.21782/KZI1560-7496-2018-5(77-95)).
- Avetisov G.P. (1999).** Geodynamics of the zone of continental continuation of Mid-Arctic earthquakes belt (Laptev Sea) // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 114 (1–2), p. 59–70, DOI: [10.1016/S0031-9201\(99\)00046-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00046-1).
- Beka T.I., Smirnov M., Bergh S.G., Birkelund Y. (2015).** The first magnetotelluric image of the lithospheric-scale geological architecture in central Svalbard, Arctic Norway // *Polar Res.*, v. 34 (1), 26766, DOI: [10.3402/polar.v34.26766](https://doi.org/10.3402/polar.v34.26766).
- Clinton J.F., Heaton T.H. (2002).** Potential advantages of a strong-motion velocity meter over a strong-motion accelerometer // *Seismol. Res. Lett.*, v. 73 (3), p. 332–342, DOI: [10.1785/gssrl.73.3.332](https://doi.org/10.1785/gssrl.73.3.332).
- Corseri R., Planke S., Faleide J.I., Senger K., Gelius L.J., Johansen S.E. (2021).** Opportunistic magnetotelluric transects from CSEM surveys in the Barents Sea // *Geophys. J. Int.*, v. 227 (3), p. 1832–1845, DOI: [10.1093/gji/ggab312](https://doi.org/10.1093/gji/ggab312).
- Craig T.J., Jackson J.A. (2021).** Variations in the seismogenic thickness of East Africa // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 126 (3), e2020JB020754, DOI: [10.1029/2020JB020754](https://doi.org/10.1029/2020JB020754).
- Deev E.V., Shemin G.G., Vernikovsky V.A., Bostrikov O.I., Glazyrin P.A., Matushkin N.Y. (2025).** Yenisei-Khatanga Composite Tectono-Sedimentary Element, Northern East Siberia, in: Drachev S.S., Brekke H., Henriksen E., Moore T. (Eds.). *Sedimentary Successions of the Arctic Region and Their Hydrocarbon Prospectivity*. London, Geological Society, v. 57, DOI: [10.1144/M57-2021-15](https://doi.org/10.1144/M57-2021-15).
- Dergach P.A., Tubanov Ts.A., Yushin V.I., Duchkov A.A. (2019).** Features of software implementation of low-frequency deconvolution algorithms // *Seismic Instrum.*, v. 55 (3), p. 345–352, DOI: [10.3103/S0747923919030046](https://doi.org/10.3103/S0747923919030046).
- Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V. (2001).** Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // *Geophys. J. Int.*, v. 146 (3), p. 714–730, DOI: [10.1046/j.0956-540x.2001.1484.484.x](https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.1484.484.x).
- Drachev S.S. (2000).** Laptev Sea rifted continental margin: Modern knowledge and unsolved questions // *Polarforschung*, v. 68, p. 41–50, DOI: [10.2312/polarforschung.68.41](https://doi.org/10.2312/polarforschung.68.41).
- Drachev S.S. (2016).** Fold belts and sedimentary basins of the Eurasian Arctic // *Arktos*, v. 2, 21, DOI: [10.1007/s41063-015-0014-8](https://doi.org/10.1007/s41063-015-0014-8).
- Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. (1998).** Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*, v. 298 (4), p. 357–393, DOI: [10.1016/S0040-1951\(98\)00159-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00159-0).
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. (2010).** Tectonic History and Petroleum Geology of the Russian Arctic Shelves: An Overview, in: Vining B.A., Pickering S.C. (Eds.). *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers – Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference*. London, Geological Society, p. 591–619, DOI: [10.1144/0070591](https://doi.org/10.1144/0070591).
- Drachev S.S., Ershova V.B., Shkarubo S.I. (2024).** Laptev Rift System Composite Tectono-Sedimentary Element, East Siberian Arctic, in: Drachev S.S., Brekke H., Henriksen E., Moore T. (Eds.). *Sedimentary Successions of the Arctic Region and their Hydrocarbon Prospectivity*. London, Geological Society, v. 57, DOI: [10.1144/M57-2023-17](https://doi.org/10.1144/M57-2023-17).
- Filippova A.I., Melnikova V.I. (2023).** Crustal stresses in the East Arctic region from new data on earthquake focal mechanisms // *Tectonics*, v. 42 (9), e2022TC007338, DOI: [10.1029/2022TC007338](https://doi.org/10.1029/2022TC007338).
- Foerster C., Bruinsma S.L., Abrykov O., Lemoine J.-M., Marty J.C., Flechtner F., Balmino G., Barthelmes F., Biancale R. (2014).** EIGEN-6C4 The Latest Combined Global Gravity Field Model Including GOCE Data up to Degree and Order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services, DOI: [10.5880/igem.2015.1](https://doi.org/10.5880/igem.2015.1).
- Franke D., Krüger F., Klinge K. (2000).** Tectonics of the Laptev Sea; Moma Rift region; investigation with seismologic broadband data // *J. Seismolog.*, v. 4 (2), p. 99–116, DOI: [10.1023/a:1009866032111](https://doi.org/10.1023/a:1009866032111).
- Franke D., Hinz K., Oncken O. (2001).** The Laptev Sea Rift // *Mar. Pet. Geol.*, v. 18 (10), p. 1083–1127, DOI: [10.1016/S0264-8172\(01\)00041-1](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00041-1).
- Fujita K., Cambray F.W., Velbel M.A. (1990).** Tectonics of the Laptev Sea and the Moma rift systems, northeastern USSR // *Mar. Geol.*, v. 93, p. 95–118.
- Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S., Imaev V.S. (2009).** Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, v. 4, p. 117–145, DOI: [10.5194/smpps-4-117-2009](https://doi.org/10.5194/smpps-4-117-2009).
- Geissler W., Shibaev S., Krüger F., Baranov B., Haberland C., Tsukanov N., Ploetz A., Vollmer D., Pravkin, S. (2020).** Laptev Sea Rift Seismological Network (SIOLA) Part I. GFZ Data Services, DOI: [10.14470/307561738646](https://doi.org/10.14470/307561738646).
- Geissler W.H., Dergach P.A., Krüger F., Gukov S.A., Haberland Ch., Tsukanov N.V., Peresypkin D., Zeckra M., Petrunin S., Eponeshnikova L.Y., Shibaev S.V., Baranov B.V., Ploetz A., Krylov A., Tuktarov R., Vollmer D. (2021a).** Seismicity of the Laptev Sea Rift, in: *Russian-German Cooperation: Expeditions to Siberia in 2019. Berichte zur Polar- und Meeresforschung*. Bremerhaven, Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, v. 749, p. 121–129, DOI: [10.48433/BzPM_0749_2021](https://doi.org/10.48433/BzPM_0749_2021).
- Geissler W.H., Dergach P.A., Tuktarov R., Petrunin S., Gukov S.A., Kartoziia A., Potapov V., Haberland Ch., Baranov B.V., Shibaev S.V., Krüger F., Pravkin S., Tsukanov N.V., Ploetz A., Krylov A., Vollmer D. (2021b).** Seismicity of the Laptev Sea Rift, in: *Russian-German Cooperation: Expeditions to Siberia in 2020. Berichte zur Polar- und Meeresforschung*. Bremerhaven, Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, v. 756, p. 37–43, DOI: [10.48433/BzPM_0756_2021](https://doi.org/10.48433/BzPM_0756_2021).
- Grachev A.F. (1983).** Geodynamics of the transitional zone from the Moma Rift to the Gakkel Ridge // *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, v. 34, p. 103–114.
- Hill G.J. (2020).** On the use of electromagnetics for Earth imaging of the polar regions // *Surv. Geophys.*, v. 41, p. 5–45, DOI: [10.1007/s10712-019-09570-8](https://doi.org/10.1007/s10712-019-09570-8).
- Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M. (2019).** Dynamics of the zones of strong earthquake epicenters in the Arctic–Asian seismic belt // *Geosciences*, v. 9 (4), 168, DOI: [10.3390/geosciences9040168](https://doi.org/10.3390/geosciences9040168).
- Imaeva L.P., Gusev G.S., Imaev V.S. (2020).** Seismotectonics of the northern sector of the Verkhoyansk fold system (northeast of the Russian Arctic) // *Arctic and Subarctic Natural Resources*, v. 25 (2), p. 5–24, DOI: [10.31242/2618-9712-2020-25-2-1](https://doi.org/10.31242/2618-9712-2020-25-2-1).
- Jackson J., McKenzie D., Priestley K., Emmerson B. (2008).** New views on the structure and rheology of the lithosphere // *J. Geol. Soc.*, v. 165 (2), p. 453–465, DOI: [10.1144/0016-76492007-109](https://doi.org/10.1144/0016-76492007-109).
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. (1991).** Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.*, v. 105 (2), p. 429–465, DOI: [10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x).
- Khudoley A.K., Frolov S.V., Akhmanov G.G., Bakay E.A., Drachev S.S., Egorov A.Yu., Ershova V.B., Korobova N.I., Shevchuk N.S., Rogov M.A. (2025).** Anabar–Lena Composite Tectono-Sedimentary Element, Northern East Siberia, in: Drachev S.S., Brekke H., Henriksen E., Moore T. (Eds.). *Sedimentary Successions of the Arctic Region and Their Hydrocarbon Prospectivity*. London, Geological Society, v. 57, DOI: [10.1144/M57-2021-29](https://doi.org/10.1144/M57-2021-29).

- Koulakov I. (2009).** LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 99 (1), p. 194–214, DOI: [10.1785/0120080013](https://doi.org/10.1785/0120080013).
- Lebedev S., Schaeffer A.J., Fulla J., Pease V. (2017).** Seismic Tomography of the Arctic Region: Inferences for the Thermal Structure and Evolution of the Lithosphere, in: Pease V., Coakley B. (Eds.). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. London, Geological Society, v. 460, p. 419–440, DOI: [10.1144/SP460.10](https://doi.org/10.1144/SP460.10).
- Mackey K., Fujita K., Ruff L. (1998).** Crustal thickness of north-east Russia // *Tectonophysics*, v. 284 (3–4), p. 283–297, DOI: [10.1016/S0040-1951\(97\)00180-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00180-7).
- Molnar P. (2020).** The brittle-plastic transition, earthquakes, temperatures, and strain rates // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, v. 125 (7), e2019JB019335, DOI: [10.1029/2019JB019335](https://doi.org/10.1029/2019JB019335).
- Overduin P.P., Haberland C., Ryberg T., Kneier F., Jacobi T., Grigoriev M.N., Ohrnberger M. (2015).** Submarine permafrost depth from ambient seismic noise // *Geophys. Res. Lett.*, v. 42 (18), p. 7581–7588, DOI: [10.1002/2015GL065409](https://doi.org/10.1002/2015GL065409).
- Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror M. (2016).** Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth Sci. Rev.*, v. 154, p. 29–71, DOI: [10.1016/j.earscirev.2015.11.013](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.013).
- Plötz A., Krylov A., Geissler W.H., Shibaev S., Krüger F., Haberland C., Baranov B., Tuktarov R., Tsukanov N., Novikov M. (2025).** Local seismicity along the Olenek Sector of the Lena-Anabar suture, SW Laptev Sea Rift System – Rift-related or reactivation of the former passive margin of the Siberian Craton? // *Tectonophysics*, v. 901, 230676, DOI: [10.1016/j.tecto.2025.230676](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2025.230676).
- Porter C., Howat I., Noh M., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yadav B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P. (2023).** ArcticDEM – Mosaics, Version 4.1. Harvard Dataverse, DOI: [10.7910/DVN/3VDC4W](https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W).
- Savostin L.A., Karasik A.M. (1981).** Recent plate tectonics of the Arctic basin and of northeastern Asia // *Tectonophysics*, v. 74 (1–2), p. 111–145, DOI: [10.1016/0040-1951\(81\)90131-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90131-1).
- Scholz C. (2002).** *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. 2nd ed. Cambridge, Cambridge University Press, 470 p. DOI: [10.1017/CBO9780511818516](https://doi.org/10.1017/CBO9780511818516).
- Sibson R.H. (1984).** Roughness at the base of the seismogenic zone: Contributing factors // *J. Geophys. Res.*, v. 89 (B7), p. 5791–5799, DOI: [10.1029/JB089iB07p05791](https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05791).
- Sloan R.A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K. (2011).** Earthquake depth distributions in Central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension // *Geophys. J. Int.*, v. 185 (1), p. 1–29, DOI: [10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x).
- Weber B., Becker J., Hanka W., Heinloo A., Hoffmann M., Kraft T., Pahlke D., Reinhardt J., Saul J., Thoms H. (2007).** SeisComP3 – automatic and interactive real time data processing // *Geophys. Res. Abstr.*, v. 9, 09219.